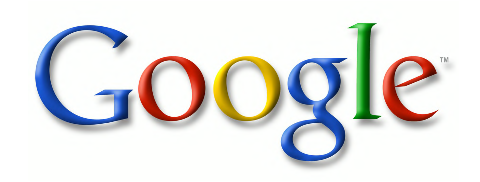



NEDL TRANSFER
HN 4SJ1 6



KF 25200
SIGILLUM ACADEMIAE HARVARDIANAE IN NOV ANG
CHRISTO ET ECCLESIAE
VE RI TAS



COURS DE PHYSIQUE

ET DE

MÉTÉOROLOGIE

SCEAUX. — IMPRIMERIE CHARAIRE ET FILS.

COURS DE PHYSIQUE

ET DE

MÉTÉOROLOGIE

PROFESSÉ

A L'INSTITUT AGRONOMIQUE

PAR

M. E. DUCLAUX

Membre de l'Académie des Sciences
Professeur à la Sorbonne

Avec 175 figures dont 44 en deux couleurs

PARIS

A. HERMANN, LIBRAIRIE SCIENTIFIQUE

Libraire de S. M. le roi de Suède et de Norvège

8, RUE DE LA SORBONNE, 8

1891

PRÉFACE

La météorologie peut-elle se prêter aujourd'hui au même mode d'exposition synthétique que les autres branches de la physique, et se présenter sans se faire accompagner du bagage encombrant de documents analytiques au milieu desquels elle se perdait autrefois? Telle est la question que j'ai dû me poser quand j'ai concouru, en 1878, pour la chaire de physique et de météorologie à l'Institut agronomique.

Quand je me demande pourquoi j'ai eu la confiance d'y répondre alors par l'affirmative, je ne trouve guère, comme raisons, que le souvenir de mes conversations et de ma correspondance avec mon regretté collègue, M. de Tastes, professeur de physique au lycée de Tours. M. de Tastes était impotent : une opération chirurgicale mal faite lui avait enlevé l'usage de ses jambes, et sa seule récréation était le canotage à la voile ou à la rame sur la Loire et ses affluents. Dans sa position, le moindre accident pouvait devenir fatal. Cette perspective l'avait rendu, comme on pense, très attentif aux choses de l'atmosphère, et comme il avait en outre un sens physique

très aiguisé, il était naturellement et sans effort devenu un excellent météorologiste, un météorologiste de plein vent, non un météorologiste de serre chaude.

De la région qu'il habitait, et qu'il avait fini par très bien connaître, son attention s'était bientôt étendue à tout le globe, et il avait sur la circulation générale de l'hémisphère Nord, sur les courants aériens qui s'y dessinent, sur les bourrasques que ces courants emportent, et sur les régions tranquilles qu'ils contournent, des idées générales que je me rappelle l'avoir entendu développer avec enthousiasme et ampleur. Ces idées, dont quelques-unes ont fait fortune depuis, étaient neuves alors, elles étaient grandes; elles réunissaient dans un ensemble commun une foule de faits jusque-là épars et dissociés; on les retrouvera presque à chaque pas dans cet ouvrage, parce que c'est à leur lumière que j'ai envisagé à mon tour les choses de la météorologie.

L'idée que je développe, c'est que tous les phénomènes moteurs de l'atmosphère, depuis les plus grands jusqu'aux plus petits, sont des phénomènes de moussons, dus à l'inégal échauffement de régions voisines. L'inégalité est introduite, sur terre, par la distribution des continents et des mers, et dans l'atmosphère par les inégalités dans la proportion et la distribution de la vapeur d'eau. Une atmosphère chaude et humide s'échauffe dans toute son épaisseur, et donne à l'équateur la double circulation superposée des alisés et des contre-alisés. A mesure que l'on se rapproche des pôles, la vapeur d'eau devient plus rare, l'échauffement de l'air, de moins en moins intense,

se fait de plus en plus par le sol, les courants aériens qui naissent de l'inégal échauffement sont plus faibles et plus voisins de nous, la circulation est plus superficielle et tient plus compte des saisons, du dessin et du relief géographique. Par là elle devient plus indécise, plus flottante, mais sans cesser d'être soumise à des lois qu'il est de notre intérêt autant que de notre honneur de découvrir.

Voilà l'idée générale de mon cours de physique et de météorologie, dont ce livre n'est que la reproduction presque textuelle. Mes élèves de l'Institut agronomique connaissent assez bien la physique qui s'attache à la description des appareils et à la vérification précise des lois de nombres. L'expérience m'a montré que ce qui leur manquait, et ce qui manque en général aux élèves sortant de l'enseignement classique, c'était la physique des idées générales. Ce sont ces idées que je me suis attaché à reprendre, en délaissant à mon tour la description des appareils. Comme, en météorologie, c'était aussi le côté instruments et tableaux de chiffres qui m'intéressait le moins, le tout a fini par se fondre dans un ensemble assez homogène, et cela d'autant mieux qu'en fait de notions de physique, je n'ai développé que celles que j'ai cru nécessaires à la pleine intelligence des choses de l'atmosphère.

J'ai essayé partout d'être clair, mais je ne veux pas dire que j'aie partout vu clair. Le démon de la météorologie est un malin démon, et il a déjà terni tant de verres de lunettes qu'il a sûrement parfois obscurci les miens,

quelque soin que j'aie mis à les tenir propres. Le dernier des enseignements précieux de M. de Tastes a été qu'il fallait se méfier de soi-même non moins que des autres dans une science où les causes et les effets sont tellement enchevêtrés, qu'on est sans cesse exposé à voir les choses à rebours et à prendre les effets pour des causes. Au moment de présenter mon livre au public, c'est surtout de cet enseignement que je me souviens, sans m'effrayer pourtant de ce qu'il met en suspicion les autres, aussi bien ceux que j'ai reçus que ceux que je donne à mon tour. C'est précisément parce que la science n'est jamais sûre de rien qu'elle avance toujours.

Mai 1891.

COURS DE PHYSIQUE

ET DE

MÉTÉOROLOGIE

CHAPITRE PREMIER

PESANTEUR

1. Divers états de la matière. — Nous connaissons, en ce moment, trois états de la matière : l'état *solide*, l'état *liquide* et l'état *gazeux*.

Les *Solides* se reconnaissent à leur résistance à la rupture ou à la déformation. A moins qu'on n'exerce sur eux un effort notable, ils conservent leur forme. Ils conservent aussi leur volume, qui ne se réduit sensiblement que sous d'énormes pressions. Les exceptions à cette loi ne sont qu'apparentes. Quand un bouchon pressé entre les doigts se comprime, c'est grâce à l'écrasement des méats aériens qu'il contient, absolument comme dans le cas d'une éponge qu'on serre dans la main : ces méats ou *pores* sont seulement moins visibles dans le bouchon que dans l'éponge.

Les *Liquides* sont *très peu compressibles*, comme les solides : on ne réussit pas à boucher une bouteille entièrement pleine. Mais ils cèdent facilement à toutes les forces qui tendent à les rompre ou à les déformer, et prennent par suite, sous l'influence de la pesanteur, la forme du vase dans lequel on les verse. On peut donc dire d'eux que leur forme est variable, mais leur volume constant.

Ces deux états, solide et liquide, de la matière, ont été connus et distingués les premiers. Il a fallu de longs siècles

pour apprendre à connaître les *Gaz*, et se faire une idée précise de leurs propriétés.

2. Le gaz échappe en effet d'ordinaire à la vue et au toucher. On peut pourtant le rendre visible et en faire une première étude au moyen de l'expérience suivante (fig. 1) :

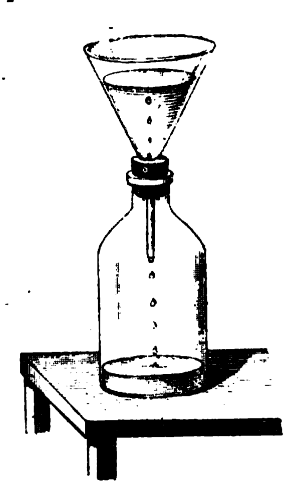


Fig. 1.

On ferme un flacon avec un bouchon portant un entonnoir dont la douille a environ un demi-centimètre de diamètre intérieur. En versant rapidement, mais *doucement*, de l'eau dans l'entonnoir, on voit qu'il en entre d'abord un peu dans le flacon, puis l'entonnoir se remplit comme s'il était bouché par le bas. Mais l'équilibre de cette eau, en apparence suspendue dans l'air, est instable, car à la moindre agitation, on voit sortir par la douille une ou plusieurs bulles de gaz, aussitôt remplacées dans le flacon par un volume d'eau correspondant. Il se produit ainsi un va-et-vient de gaz et d'eau qui ne cesse que lorsque l'entonnoir est vide ou le flacon plein.

Cette expérience est très instructive. Si, à l'origine, l'eau de l'entonnoir ne tombe pas, c'est qu'il y a dans le flacon quelque chose qui l'arrête. Ce quelque chose est ce qu'on voit monter en bulles au travers de l'eau, puisque chaque bulle est remplacée par du liquide. Ces bulles sont des bulles du gaz qui remplit le flacon à notre insu. Ce gaz a laissé, à l'origine, une certaine quantité d'eau entrer, sans sortir lui-même, et s'est *comprimé* pour lui faire place. Il diminue donc notablement de volume sous l'influence de forces très faibles, et on peut boucher facilement un flacon plein d'air. On dit que les gaz sont *compressibles*, et cette propriété est, à vrai dire, la seule qui les distingue des liquides.

3. Tous les corps sont pesants. — Ces trois formes de la matière sont *pesantes*, c'est-à-dire qu'elles tombent quand on les abandonne à elles-mêmes. L'expérience journalière nous démontre le fait pour les solides et les liquides. Pour les gaz, la chose est moins claire, d'abord parce que les gaz sont invisibles, ensuite à cause de la présence de l'air dans lequel on opère. Mais, en choisissant un gaz plus lourd que l'air, et, sinon visible, du moins reconnaissable par l'une de ses propriétés, on peut montrer qu'il tombe dans l'air comme un liquide. C'est ainsi qu'on éteint une bougie en inclinant au-dessus d'elle (fig. 2) une éprouvette d'acide carbonique qui tombe en cascade sur la flamme comme le ferait de l'eau.

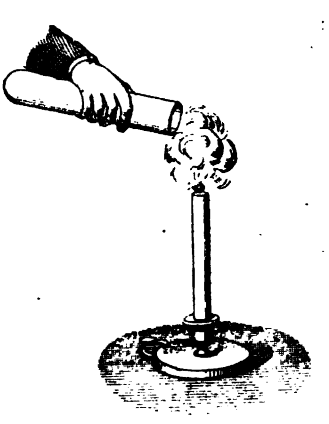


Fig. 2.

Toutefois, pour l'étude de la pesanteur, il est beaucoup plus commode de se servir de solides. Il nous paraît d'abord qu'ils *tombent* de façons fort diverses. Un morceau de plomb semble suivre rapidement une ligne droite; un morceau de papier tombe plus lentement et en tournoyant; un fragment de duvet, plus lentement et plus irrégulièrement encore. Mais nous sommes amenés par là à soupçonner l'influence de la présence et des mouvements de cet air dont nous avons constaté plus haut l'existence, et dans lequel nous laissons tomber nos trois corps. Qu'arriverait-il si on le supprimait?

C'est ce qu'on fait dans l'expérience du *tube de Newton* (fig. 3), long tube de cristal fermé hermétiquement d'un côté par une garniture métallique, de l'autre par une douille à robinet. On y met la balle de plomb, le morceau de papier et le fragment de duvet

Fig. 3.

de l'expérience de tout à l'heure, et on y fait le vide. On voit alors, en renversant brusquement le tube et en le tenant vertical, les trois objets tomber ensemble et atteindre simultanément le bas. Si on ouvre un instant le robinet pour laisser rentrer un peu d'air, des retards s'accusent, et d'autant plus qu'on a laissé l'air pénétrer davantage.

4. Tous les corps tombent donc, dans le vide, en droite ligne et avec la même rapidité. Cette ligne droite est d'ailleurs celle que donne le fil à plomb, et qui est perpendiculaire à la surface des eaux tranquilles. On la nomme *verticale*, et la surface des eaux tranquilles est dite *horizontale*. Quant à la rapidité de la chute, elle mérite de nous arrêter un instant.

Nous venons de voir qu'elle est la même pour les corps les plus divers, et c'est là un premier fait des plus remarquables, qui distingue la pesanteur d'un grand nombre d'autres forces naturelles. Un morceau de fer et un morceau de bois ne se comportent pas de la même façon vis-à-vis de la chaleur ou de l'électricité. Un aimant distingue très bien un morceau de fer d'un morceau de cuivre, même un morceau d'acier d'un morceau de fer doux. Tous ces corps se comportent également vis-à-vis de la pesanteur.

Sous ce premier point de vue, la pesanteur ressemble à l'attraction universelle, qui ne fait pas non plus de distinction entre les corps entre lesquels elle s'exerce. Toute condition relative à la nature du corps est en effet absente de la loi formulée par Newton, et qui est la suivante : *Tout se passe comme si, entre deux éléments de matière quelconques, existait une force attractive, proportionnelle aux masses, et en raison inverse du carré de la distance des deux éléments.*

C'est en vertu de ces attractions mutuelles, combinées avec leurs vitesses initiales, que les astres se maintiennent dans leurs orbites. C'est aussi en vertu de ces mêmes forces que les astres en général, et la terre, à l'époque où elle était fluide, ont pris une forme sphérique que leur mouvement de rotation autour d'un axe a un peu aplatie aux pôles et

renflée à l'équateur. Il n'est donc pas exact de comparer la forme sphérique du globe à celle que prennent spontanément les fins globules de mercure ou les gouttes d'huile en suspension dans l'eau. La force figuratrice est, dans ce dernier cas, une force superficielle que nous apprendrons à connaître à propos de la capillarité. La force figuratrice du globe réside au contraire dans tous les éléments qui le forment, ceux de la surface comme ceux des profondeurs.

5. **Attraction universelle.** — Cette même loi, qui nous donne le secret de la forme des divers astres, nous permet aussi d'étudier leurs actions mutuelles. Lorsqu'un corps est sphérique et homogène, ou au moins composé de couches sphériques homogènes, comme le sont à peu près tous les corps célestes, l'attraction qu'ils exercent sur un point extérieur est la même que si leur masse tout entière était condensée en leur centre. Cela résulte d'une véritable compensation entre les attractions de la portion de la sphère tournée du côté du corps attiré, par conséquent la plus voisine de lui, et de la portion tournée de l'autre côté, à l'arrière du centre.

Deux corps célestes (fig. 4), dont les centres sont placés à une certaine distance, s'attirent donc avec une force F qui est connue quand on connaît leurs masses *m*, *m'*, cette distance *d*, et la valeur *f*, en unités de force, de l'attraction exercée l'une sur l'autre par deux masses égales à l'unité de masse, et placées à l'unité de distance. On a en effet, d'après la loi de Newton,

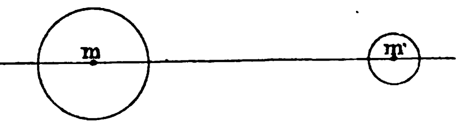


Fig. 4.

$$F = f\frac{m\,m'}{d^2}.$$

Cette attraction commune ne produit pas le même effet sur les deux masses entre lesquelles elle agit. Si elles étaient libres de lui obéir, elles *tomberaient* l'une vers l'autre, mais

avec des vitesses différentes. L'accélération au départ de la masse m serait donnée par l'expression

$$\gamma = \frac{F}{m} = f\frac{m'}{d^2}.$$

De même, l'accélération γ' de la masse m' serait :

$$\gamma' = \frac{F}{m'} = f\frac{m}{d^2}.$$

De là, on tire $\frac{\gamma'}{\gamma} = \frac{m}{m'}$.

Les accélérations étant en raison inverse des masses à mouvoir, ce serait la masse la plus faible qui irait le plus vite. Si, en particulier, m était extrêmement grand par rapport à m', γ' serait très grand par rapport à γ, si bien qu'il pourrait se faire que le corps de masse m' parût se mouvoir seul, l'autre semblant rester immobile. C'est, comme nous allons le voir, le cas d'un corps tombant à la surface de la terre, car ces notions de mécanique vont nous servir à *identifier les effets de la pesanteur à ceux de l'attraction universelle.*

6. En premier lieu, cette attraction est une force élémentaire, c'est-à-dire s'appliquant aux plus petits éléments de la matière. Il en est de même de la pesanteur. En quelque nombre de morceaux qu'on divise un corps pesant, tous ces morceaux sont pesants, tombent dans le vide avec la même vitesse qui est aussi celle de l'ensemble, et l'attraction totale par la terre est la somme des attractions élémentaires.

En second lieu, si, dans le mouvement de chute d'un corps, la terre semble rester immobile, et le corps se mouvoir seul, cela tient, comme nous l'avons expliqué plus haut, à la disproportion des masses qui s'attirent.

Si la terre était immobile, elle ne se serait pas aplatie aux pôles et serait restée sphérique. La direction de la chute serait alors celle du centre de la terre, par où iraient passer les verticales des divers lieux. De plus, la résultante de l'attraction de la terre sur un corps placé à sa surface serait la même, quel que fût le lieu occupé par le corps. En le

suspendant à un ressort à boudin suffisamment sensible, on verrait partout ce ressort se détendre et s'allonger de la même quantité.

Le mouvement de rotation de la terre modifie un peu ces conclusions. Un corps qu'on force à tourner résiste à ce mouvement, et, s'il est attaché au bout d'une corde maintenue elle-même par un ressort à boudin, on voit que lorsque le corps tourne, il tend cette corde et allonge le boudin plus qu'il ne le fait, en vertu de son poids, lorsqu'il est en repos. Tout se passe donc, pour nous servir à nouveau de l'expression de Newton, comme si la rotation développait une force opposée à la traction du fil, centrifuge, force que le calcul montre être proportionnelle à la masse du corps qui tourne, à la longueur du fil, et au carré de la vitesse angulaire de rotation. Notons que, comme la pesanteur, cette force ne dépend que de la masse du corps, et pas de ses autres propriétés physiques ou chimiques.

Les deux pôles sont les deux seuls points de la terre où cette force ne modifie pas l'attraction terrestre. Mais là, la rotation de la terre intervient d'une autre façon. En aplatissant le globe, elle a rapproché les pôles du centre, et par conséquent augmenté la valeur de l'attraction terrestre.

A l'équateur, au contraire, elle l'a diminuée, en éloignant le corps du centre. Elle la diminue aussi d'une autre façon, car c'est là que la distance à l'axe des corps qui tournent avec la terre est la plus grande, et que la force centrifuge est maximum. Cette force est directement opposée à l'attraction terrestre, et contribue encore à la diminuer. En somme, les deux causes que nous venons de signaler diminuent à l'équateur la valeur de l'attraction terrestre, mais ne changent pas sa direction.

En un point intermédiaire M entre le pôle et l'équateur, l'effet est un peu plus complexe (fig. 5). Si la terre était sphérique, la résultante de l'attraction serait dirigée vers le centre. Représentons-la par Ma. Représentons de même par Mf la valeur de la force centrifuge, toujours dirigée dans le prolongement du rayon de rotation MC, mais plus petite qu'à l'équa-

teur, puisque, pour une même vitesse angulaire de rotation, la distance à l'axe est plus faible. Ces deux forces M*a* et M*f*, appliquées à un même point, ont une résultante dirigée suivant M*p*, et c'est dans cette direction que se placerait un fil P soutenant la masse M et l'empêchant de tomber. On voit que la direction de ce fil à plomb ne passe plus par le centre de la terre, et que la force centrifuge modifie à la fois la direction et l'intensité de l'attraction terrestre.

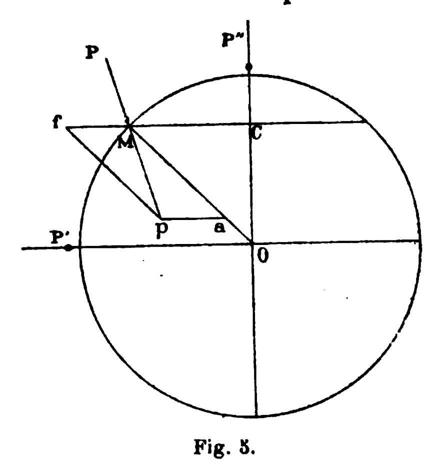


Fig. 5.

Il importe de remarquer tout de suite que de l'eau placée en M, soumise aux mêmes forces que le corps M, s'arrangerait pour l'équilibre de façon à être normale à la direction M*p*, et s'inclinerait pour cela dans un sens qui, il est facile de le voir, implique un aplatissement vers les pôles, et un renflement vers l'équateur de la sphère terrestre. A l'époque où celle-ci était fluide, elle a obéi à ces actions, et la croûte, en se formant et se consolidant, a conservé cette forme générale, abstraction faite des dislocations dont elle est devenue le siège dans les temps géologiques et qui durent encore. Sur les points où ces dislocations ont amené des inégalités marquées dans la distribution des masses actives, au voisinage des massifs montagneux, le fil à plomb peut même être écarté, en vertu des attractions locales, de la direction M*p* qu'il aurait si la surface de la terre était unie; mais, là comme partout, il ne cesse pas d'être perpendiculaire à la surface des eaux tranquilles, parce que ce sont les mêmes forces qui agissent sur l'un et sur l'autre.

7. Poids d'un corps. — Grâce à ces notions, nous allons pouvoir pousser plus loin l'étude des analogies entre

la pesanteur et l'attraction universelle, et arriver à la notion de *poids*. Le poids d'un corps représente en effet la valeur de l'attraction de la terre sur ce corps, diminuée des effets variables de l'aplatissement et de la force centrifuge. Nous voyons tout de suite qu'il doit être plus grand au pôle qu'à l'équateur. Un même ressort à boudin, suffisamment sensible, et supportant un même corps, irait en s'allongeant à mesure qu'on le rapprocherait du pôle.

Si, de la diminution de poids subie à l'équateur, on retranche la partie qui est due à l'action de la force centrifuge, il ne reste que celle qui est due à ce qu'on est là plus loin du centre, et qui persisterait sur une terre en repos. On peut donc comparer les poids qu'aurait une même masse au pôle d'abord, puis à l'équateur, sur une terre immobile. Si la pesanteur est une force comparable à l'attraction universelle, ces deux poids d'une même masse doivent être en raison inverse du carré des distances au centre, soit du carré des rayons polaire et équatorial. C'est en effet ce que l'expérience vérifie.

La différence de ces deux rayons, qui est d'environ 22 kilomètres, est beaucoup plus grande que les différences d'altitude de deux lieux quelconques de la terre, pour lesquels il est dès lors inutile de recommencer la comparaison. On a même le droit de trouver que cette différence entre les distances au centre du pôle et de l'équateur est trop petite pour que la comparaison soit probante. C'est l'immortel honneur de Newton d'avoir établi l'identité entre la pesanteur et l'attraction universelle, en cherchant ce que deviendrait la pesanteur, en vertu de la loi du carré des distances, à la distance où est la lune, et en prouvant que c'est cette force, réduite dans la proportion voulue, qui, combinée avec la vitesse de translation de cet astre, le maintient dans son orbite. En d'autres termes, la lune ne se tient à une distance constante de la terre que parce que la quantité dont elle s'en éloignerait si elle était libre, en s'échappant suivant la tangente comme une pierre lâchée par une fronde, est égale à chaque instant à celle dont elle s'en rapprocherait en tombant vers elle, si

elle était immobile, en vertu d'une force qui, ramenée par la loi des distances à ce qu'elle serait pour le rayon équatorial de la terre, serait la valeur de l'attraction terrestre à la surface d'une terre, également immobile.

8. La pesanteur est une force constante. — L'assimilation que nous établissons comporte une dernière conséquence. Pour les corps qui tombent à la surface de la terre, et même d'une certaine hauteur au-dessus du sol, la distance au centre peut être considérée comme constante, et par conséquent l'attraction terrestre et la force centrifuge comme constantes aussi. Il en résulte que la force résultante, la pesanteur, est une force constante imprimant aux corps un mouvement de chute uniformément accéléré.

Dès lors, en appelant g l'accélération de cette force, c'est-à-dire l'accroissement de la vitesse dans l'unité de temps, les trois formules de la mécanique

$$e = \frac{1}{2} g t^2 \qquad v = gt \qquad v = \sqrt{2ge}$$

permettront de trouver à chaque instant l'espace e parcouru par un corps qui tombe, sa vitesse v à un moment quelconque, ou le temps t de sa chute, lorsque l'une quelconque de ces quantités est connue.

La valeur de g, qui mesure l'effet de cette force complexe que nous avons appelée *poids*, n'est naturellement pas la même sur les différents points du globe. A Paris, elle est de 980,94, c'est-à-dire que la vitesse au bout de la première seconde de chute est de 981 centimètres environ. A l'équateur elle est de 978,10. Au pôle, si on pouvait y aller, on la trouverait de 983,11. Sur une montagne, on la trouverait plus petite que dans la plaine.

Nous retrouvons là, sous une forme plus précise, et traduite par des nombres, l'idée que nous avons énoncée plus haut. Un corps, suspendu à un ressort à boudin, tendrait ce ressort d'autant plus qu'on s'approcherait plus du pôle, et aurait par conséquent des poids différents aux différents points du globe.

9. Masse et poids. — Cette variation du poids rendrait l'indication du lieu de la pesée nécessaire pour la sécurité des relations scientifiques et commerciales entre les divers pays. Ce serait une complication gênante. On l'évite en délaissant totalement la notion de *poids*, et en n'envisageant que le rapport $\frac{p}{g} = m$ qui est la *masse* du corps. Les quantités p et g, variant proportionnellement l'une à l'autre dans les divers lieux du globe, m est constant et invariable pour un même corps, quelque soit le point de la terre ou même de l'espace dans lequel on le porte. Il y a donc avantage à substituer la notion de masse à celle de poids.

Le seul inconvénient est que le mot *masse* ne représente rien de concret. Le quotient d'un certain nombre d'unités de force par un certain nombre de centimètres ne peut avoir, au point de vue physique, aucune signification. Mais on l'envisage et on le traite comme un nombre abstrait, et cela sans difficulté, lorsque l'esprit ne perd jamais de vue la notion concrète de poids à laquelle il se rattache.

C'est ainsi qu'en un même lieu de la terre, les masses variant proportionnellement aux poids, on peut concevoir une masse double, triple, d'une autre, et traiter la masse comme une grandeur arithmétique à laquelle on applique les règles ordinaires du calcul.

Il n'y a pour cela qu'à définir l'unité de masse. Nous appellerons ainsi la *masse de la millième partie du kilogramme étalon déposé aux Archives*. Le poids de ce kilogramme n'est pas exactement, comme le voudrait sa définition, le poids de un litre d'eau à la température de 4°. Mais la différence est négligeable. Il en résulte que, dans une définition moins précise, on peut dire que l'unité de masse est la masse du centimètre cube d'eau pure à la température de 4°.

Pour savoir par quel chiffre se représente la masse d'un corps, il n'y a qu'à chercher combien de fois il contient la masse de ce centimètre cube d'eau distillée, ou, ce qui revient au même, combien de fois son poids, en un lieu quelconque, contient le poids de ce centimètre cube en ce même lieu,

poids représenté par la masse métallique, appelée *gramme.* C'est là l'opération que fait la balance.

Si, aux deux extrémités de deux bras de levier égaux, on suspend d'un côté le corps dont on veut évaluer la masse, et de l'autre un certain nombre de masses égales à l'unité de masse, quand l'équilibre sera établi, et que le fléau sera horizontal, la masse du corps sera représentée numériquement par le nombre d'unités et de fractions d'unités placées à l'autre extrémité du fléau. La masse connue, pour avoir le poids du corps, on n'aura qu'à multiplier sa masse par g, et on aura $p = mg$.

Dans la pratique, comme l'esprit est un peu rebelle à la notion de masse, on ne dit pas que la masse d'un corps contient *tant* de fois la masse du gramme. On dit que son poids renferme *tant* de fois le poids du gramme, et cela revient au même, car il est bien évident que la balance qui a servi à faire la pesée, mise en équilibre à l'équateur, serait encore en équilibre au pôle. Mais, en physique, on est obligé de préciser davantage, et nous allons tout de suite tirer, des principes que nous venons de poser, quelques définitions utiles.

10. Poids spécifique; masse spécifique; densité. — Supposons que le corps que nous avons mis sur la balance ait pour volume l'unité de volume, c'est-à-dire le centimètre cube, sa masse μ sous cette unité de volume ne dépendra plus que de sa nature, si par ailleurs on maintient constantes la température et la pression qui peuvent faire varier l'unité de volume. Cette masse de l'unité de volume, à une pression et à une température déterminées, est ce que nous appellerons *masse spécifique*.

Le poids π de ce corps, sous l'unité de volume, variera avec la position du corps à la surface du globe, car il est lié à μ par la relation $\pi = \mu g$. Il n'est pas constant comme la masse spécifique. On l'appelle pourtant *poids spécifique*.

Nous appellerons *densité* le rapport qui existe entre le poids d'un certain volume du corps et le poids du même volume d'eau pure à 4°, ou, ce qui revient au même, le rapport

de la masse du corps à la masse du même volume d'eau à 4°, ou encore le rapport entre les poids spécifiques ou entre les masses spécifiques du corps et de l'eau. La masse spécifique de l'eau à 4° diffère très peu de l'unité de masse, et de même le poids spécifique de l'eau à 4° diffère très peu de l'unité de poids. Il en résulte que la densité d'un corps peut être approximativement représentée par le même nombre que son poids spécifique ou sa masse spécifique. Mais cette égalité ne s'obtient qu'au prix d'un changement correspondant dans le choix des unités. En se bornant comme unité à l'unité de masse, on a pour la masse spécifique du corps un nombre μ; pour celle de l'eau à 4°, un nombre μ' très voisin de l'unité; pour le poids spécifique du corps, un nombre $\pi = \mu g$; pour celui de l'eau, un autre nombre $\pi' = \mu' g$, très voisin de g. Enfin, on aurait pour la densité un nombre

$$\delta = \frac{\pi}{\pi'} = \frac{\mu}{\mu'}.$$

CHAPITRE II

HYDROSTATIQUE

11. Équilibre des solides. — Nous avons dit que les particules des liquides et des gaz glissent facilement les unes sur les autres, sans rencontrer de résistance comparable au frottement, et se laissent ainsi déplacer sans effort. Il existe au contraire entre celles des solides des liaisons dont nous ne connaissons pas la nature, mais dont l'effet est de les maintenir fortement adhérentes. Il résulte de ces différences des différences profondes et capitales dans la manière dont se transmettent, à l'intérieur des solides, ou à l'intérieur des liquides et des gaz, les efforts ou pressions exercés en un point quelconque de ces corps.

Si, sur un bloc de bois ou de pierre B, on pose un poids P (fig. 6), ce poids reste immobile et en équilibre. Il faut donc que sa présence ait réveillé dans le bloc une résistance égale à son poids. Cette résistance vient des portions sur lesquelles il s'appuie. En admettant que les deux surfaces en contact

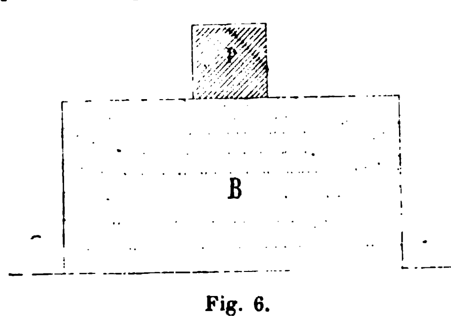


Fig. 6.

du bloc et du poids soient exactement polies, et que la pression y soit également répartie, la petite rondelle du bloc sur laquelle appuie le poids s'est un peu enfoncée. Dans ce mou-

vement, les points de la circonférence ont dû s'éloigner un peu des points restés en dehors du contact, et augmenter leurs distances. De là, l'introduction d'une résistance qui ne se borne pas d'ailleurs aux points en contact avec la circonférence de la rondelle, car les ressorts mystérieux qui existent entre les particules des solides, et les empêchent de s'écarter, sont entrés en jeu jusqu'à une certaine distance des points que l'action du poids a enfoncés, et de l'ensemble de ces efforts de traction résulte une résistance de même nature et de même sens que celle qui soutient le danseur de corde.

Mais ce n'est pas tout. La surface de la rondelle, en s'abaissant légèrement, s'est rapprochée des particules placées au-dessous d'elle dans la verticale, et de ce rapprochement est résultée une double pression : l'une de bas en haut sur la rondelle supérieure, contribuant à faire équilibre au poids P, l'autre de haut en bas sur la tranche contre laquelle est venue buter cette rondelle. La pression que supporte cette seconde tranche est en somme inférieure à celle que subit la rondelle supérieure, à cause des efforts de traction sur la circonférence, dont nous venons de parler, de sorte que la seconde tranche, qui a reçu une pression inférieure à celle de la rondelle directement pressée, la transmet, diminuée par les mêmes raisons, sur la tranche inférieure, et ainsi de suite. De cet ensemble de réactions individuelles des particules solides dérangées de leur position d'équilibre résulte une résistance qui soutient le poids.

Deux choses sont à remarquer dans cet état d'équilibre. D'abord, les réactions embrassent une région qui va en s'élargissant autour de la rondelle pressée, et se transmettent inégalement dans les diverses directions. En second lieu, deux tranches en contact, inégalement pressées, peuvent parfaitement rester en équilibre et ne pas glisser l'une sur l'autre, quelle que soit la direction des forces qui agissent sur elles, à la condition que la composante de ces forces dirigée dans le sens du glissement des deux tranches soit inférieure à la résistance qu'oppose à ce glissement le frottement ou, si on veut, l'adhérence des molécules du solide.

12. Équilibre des liquides. — Il en est tout autrement pour les liquides, et nous allons trouver ici la particularité la plus importante de leur étude, celle sur laquelle est fondée toute l'hydrostatique.

Imaginons un liquide en repos, et supposons pour un moment qu'il ne soit pas pesant. Nous ne pouvons pas le presser comme un bloc de bois. Il faut l'enfermer dans un vase. Imaginons que ce vase soit un vase à section circulaire, mais contourné d'une façon quelconque, tel que celui de la figure 7. Dans ce vase, il y a un liquide maintenu aux deux extrémités entre deux cloisons très mobiles, glissant sans frottement aucun contre les parois du vase, telles que pourraient l'être deux pistons bien faits et bien huilés. Sur l'un de ces pistons, appliquons un poids P. Le piston tout entier éprouve une pression qu'il transmet au liquide, comme le faisait tout à l'heure la rondelle pressée. Seulement, il n'y a plus ici de réaction sur la circonférence de la surface pressée, le piston glissant sans frottement. La première tranche du liquide recevra donc intégralement l'effort transmis par le piston, et comme elle glisse encore plus facilement que le piston sur la couche d'eau qui tapisse les parois du vase, elle transmettra en totalité cet effort à la seconde tranche, et ainsi de suite, de sorte que si nous voulons empêcher l'autre piston d'être chassé, il faudra exercer sur lui une pression *f* exactement égale à celle que subit P. Si cette pression n'est pas très grande, le volume du liquide ne se réduit pas sensiblement, et si le premier piston avance d'une certaine quantité, le second reculera d'une quantité égale.

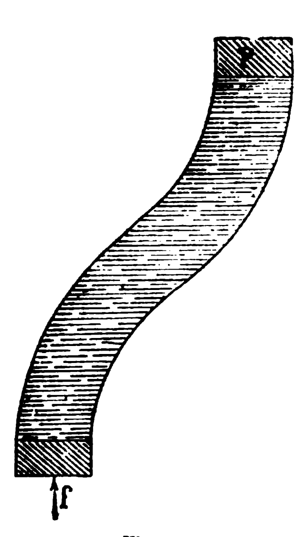


Fig 7.

Observons maintenant que tout se passerait de même si

les parois solides de notre tuyau étaient liquides. La seule chose que nous leur ayons demandé, c'est d'être rigides, de résister aux pressions normales. Or un liquide résiste aussi bien qu'un solide à ces efforts normaux, à la condition qu'il puisse prendre un point d'appui sur un vase extérieur. Quant aux efforts tangentiels, dans le sens de la longueur du tuyau, il n'y aura aucun changement, car, comme nous l'avons dit, et comme nous le prouverons plus tard, les parois du vase solide restent obstinément tapissées d'une couche liquide, et c'est en réalité sur un liquide que glissait le liquide de notre expérience de tout à l'heure.

Si donc, à l'intérieur d'un vase de forme quelconque (fig. 8), que remplit un liquide non pesant et en équilibre, nous envisageons un élément *ab*, de surface égale à celle d'un autre élément de paroi *cd*, nous pourrons de même, en circonscrivant à ces deux éléments un canal à section constante et de forme quelconque, n'envisager que ce qui se passe à l'intérieur du canal, en admettant que ses parois ont pris la rigidité d'un solide. Nous prouverons ainsi, en raisonnant comme tout à l'heure, que *la pression exercée sur un élément de paroi se transmet avec la même intensité sur un élément de surface égale, pris à l'intérieur du liquide.*

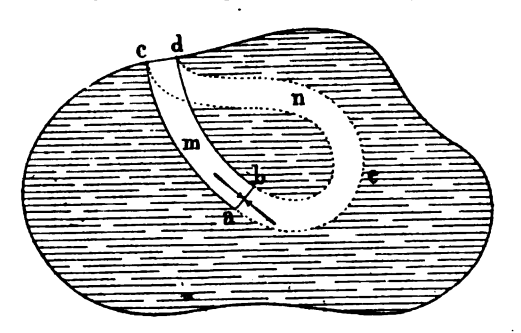


Fig. 8.

Nous aurions pu nous arranger pour que notre canal, représenté en pointillé, tournât autour de *ab* de façon à aboutir sur son autre face. Notre conclusion eût été la même, et nous eût amené à constater l'existence sur l'autre face de *ab* d'une pression égale à la première. Si l'élément *ab* reste en équilibre, c'est donc qu'il supporte des pressions égales dans les deux sens.

Nous avons représenté ces pressions normales à l'élément. En effet, pour peu qu'elles fussent inclinées sur lui, elles tendraient à faire glisser l'une sur l'autre les deux masses d'eau que sépare cet élément, et comme ce glissement est libre dans les liquides, il se produirait et il n'y aurait pas équilibre.

Nous arrivons donc à cette conclusion qui contient toutes les lois de l'hydrostatique : *Dans un liquide non pesant en équilibre, toute pression P exercée sur un élément de surface S se transmet dans le liquide de façon à se traduire par l'existence, sur chaque élément de surface égale au premier, et pris à l'intérieur du liquide, de deux pressions égales toutes deux à P, opposées, et normales à l'élément considéré.*

Si l'élément *cd* est un élément de paroi, il est clair qu'il n'y a plus qu'une seule pression qui s'exerce sur lui, celle qui est du côté du liquide. La seconde est remplacée par la résistance du solide qui forme la paroi.

13. Presse hydraulique. — Ce principe est dû à Pascal. Comme il repose sur une abstraction, l'existence d'un liquide incompressible, sans frottements, et non pesant, on ne peut guère le soumettre à une vérification expérimentale précise. C'est l'exactitude des conséquences qu'on en tire qui en démontre la justesse. Il y en a une que nous allons tirer de suite.

Si un élément *s* de paroi subit une pression *p*, un autre élément *s*, voisin du premier, subira aussi une pression *p*, et l'ensemble 2 *s* des deux éléments subira une pression 2 *p*. La pression totale supportée, dans un liquide comprimé, par un élément plan de surface, croît donc avec la surface, et une pression faible exercée sur la tête d'un piston étroit ne pourra être équilibrée que par une pression beaucoup plus considérable, exercée sur la surface d'un gros piston pressé en vase clos par le même liquide.

C'est là la conclusion que justifie l'emploi journalier de la presse hydraulique. Réduite à ses éléments essentiels, cette presse se compose de deux corps de pompe de diamè-

tres très inégaux réunis par un tube de communication, et dans lesquels glissent deux pistons. Si on exerce sur le plus petit une pression de 1 kilogramme, par exemple, et si le second a une surface 100 fois plus grande, il supportera une pression de 100 kilos, et la transmettra, légèrement réduite

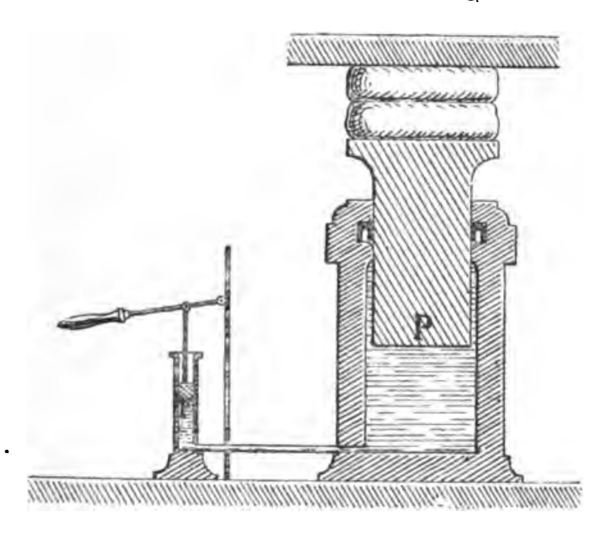


Fig. 9.

par les frottements inévitables, à sa partie supérieure. Si, entre cette tête et un bâti fixe, on interpose un objet à comprimer, on pourra exercer sur lui une pression énorme avec un faible effort exercé sur le petit piston, ou un effort encore plus faible sur le levier qui sert à le manœuvrer.

14. Équilibre des liquides pesants. — Voyons maintenant les modifications qui s'introduisent dans la formule générale donnée plus haut dès qu'on admet que le liquide sur lequel on raisonne est pesant.

Admettons d'abord qu'il ait une surface libre (fig. 10). Nous avons dit qu'elle est perpendiculaire à la direction du fil à plomb, c'est-à-dire horizontale, lorsque le liquide est en équilibre. Nous voyons maintenant pourquoi. C'est qu'un liquide n'ayant en lui-même rien qui empêche les molécules de glisser

les unes sur les autres, elles couleraient sur la pente, si la surface était inclinée, et ne s'arrêteraient que lorsque partout l'horizontalité serait parfaite.

Envisageons maintenant à une profondeur h, un élément horizontal de surface s, et supposons qu'aucune pression, venue de l'extérieur, ne s'exerce à la surface libre du liquide. Circonscrivons, comme nous savons le faire, à l'élément un canal contourné, s'il est nécessaire, de façon à aboutir à la surface libre. Le liquide étant en équilibre, tout ce qui est en dehors du canal est immobile et peut être supposé remplacé par un corps solide. Occupons-nous donc seulement de ce qui se passe dans le canal, et divisons le liquide qu'il contient, par une série de plans horizontaux, en couches minces dont l'ensemble figurera une pile irrégulière de jetons. De même que le jeton inférieur supporte le poids de la pile qui le surmonte, de même notre élément s portera le poids de toutes les tranches liquides contenues dans le canal, car il n'y a sur les parois aucune résistance à laquelle puisse s'accrocher et se suspendre une partie de ce poids. L'ensemble des tranches, redressé en pile verticale, a un poids P évidemment représenté par $S h d$, en appelant d le poids spécifique du liquide. Si c'est de l'eau, d est approximativement égal à 1 à une température quelconque ; on a alors $P = S h$.

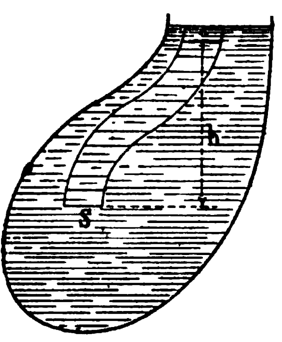


Fig. 10.

Le poids supporté par chaque unité de surface en un point quelconque est ce qu'on nomme la pression p en ce point.

Sa valeur est

$$p = \frac{P}{S} = h d.$$

Dans le cas de l'eau, on a plus simplement, mais moins exactement, $p = h$. La pression est donc représentée par le même nombre que la profondeur, et de là est venu l'usage,

qui s'est abusivement étendu, de représenter une pression par une certaine hauteur de liquide.

Nous pouvons dire, en vertu de ce qui précède, que la pression de haut en bas, due au poids des couches liquides, est la même pour tous les points d'un plan horizontal. Elle est évidemment équilibrée par une pression de sens inverse, s'exerçant de bas en haut sur chaque unité de surface, contre-pression que nous aurions pu, du reste, découvrir en faisant aboutir notre canal flexible à la base inférieure de l'élément S considéré. Le raisonnement eût été le même. Le poids supporté par chaque section du canal augmente à mesure qu'on s'éloigne de la surface libre jusqu'à la courbure inférieure du canal, diminue à mesure qu'on remonte de cette courbure vers l'élément S, et il reste toujours, comme résidu non compensé, la distance de l'élément à la surface libre.

On raisonne de la même façon, et on arrive au même résultat, si l'élément, tout en gardant son centre sur le plan horizontal considéré, est lui-même incliné sur ce plan. Il y a seulement une restriction à introduire, c'est que l'élément envisagé soit assez petit pour que la différence de niveau de ses divers points soit très faible, et négligeable vis-à-vis de la distance de son centre à la surface; c'est seulement dans ces conditions qu'on pourra admettre que les divers points de l'élément supportent la même pression, et les englober dans un raisonnement commun. On arrive sûrement à ce résultat en prenant l'élément très petit, ce qui ne change rien à la définition de la pression. On pourra donc dire, en abrégé et en résumé de ce qui précède, que la *pression est la même dans tous les sens pour tous les éléments très petits, ayant leur centre sur un même plan horizontal.*

On vérifie cette conséquence, dans un de ses cas particuliers, en enfonçant dans un liquide un tube de verre cylindrique (fig. 11) dont la base, rodée à l'émeri, est fermée par un obturateur plan de verre, très léger, et suspendu par un fil. Sitôt que le fond du tube de verre plonge dans l'eau, on peut lâcher le fil, l'obturateur ne tombe pas, supporté par

la pression de bas en haut dont nous avons découvert plus haut l'existence. Pour montrer que cette pression est égale à celle d'une colonne d'eau dont la profondeur serait égale à la distance de l'obturateur à la surface, on verse doucement dans le cylindre de verre de l'eau légèrement teintée, et on voit l'obturateur tomber, en vertu de son poids, sitôt que le liquide intérieur atteint le niveau extérieur, et que les pressions sur les deux faces de l'obturateur se sont équilibrées.

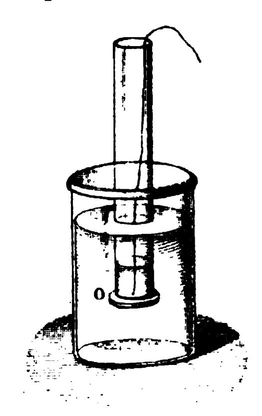


Fig. 11.

15. Vases communiquants. — On a alors deux vases renfermant chacun le même liquide, ce qu'on appelle deux vases communiquants. On voit que, pour qu'il y ait équilibre sur l'élément qui était représenté par l'obturateur, il faut que les hauteurs dans les deux vases soient les mêmes. On peut d'ailleurs donner à ces vases une forme quelconque au lieu de la forme géométrique qu'ils ont dans l'expérience précédente. La flexibilité des parois du canal au travers duquel on a le droit de limiter le transfert des pressions (§ 12), permet de recommencer le raisonnement précédent, en partant d'une surface libre placée où on voudra par rapport à l'élément envisagé. La pression sur un même plan horizontal devra partout être la même, quelle que soit la direction par laquelle on la suppose établie, et pour cela *les hauteurs devront être les mêmes dans les diverses branches des tubes communiquants.*

On montre bien ce phénomène, et en même temps le mécanisme de la transmission des pressions, au moyen d'un flacon à 4 tubulures disposé comme celui de la figure 12, dans lequel trois des tubes plongeurs *a*, *b*, *d*, portent à leur extrémité inférieure des petits ballons souples de caoutchouc, moyennement distendus par un peu d'eau colorée qu'on a versée dans les tubes, et placés à diverses hauteurs. Le qua-

trième tube *c*, plus large, est une simple allonge de verre, affleurant par le bas au bouchon et renflée à sa partie supérieure. Quand on remplit le flacon par l'allonge *c*, on voit que le niveau de l'eau colorée dans les tubes *a*, *b*, *d*, prend le niveau de l'eau dans le flacon à mesure que ces tubes sont atteints.

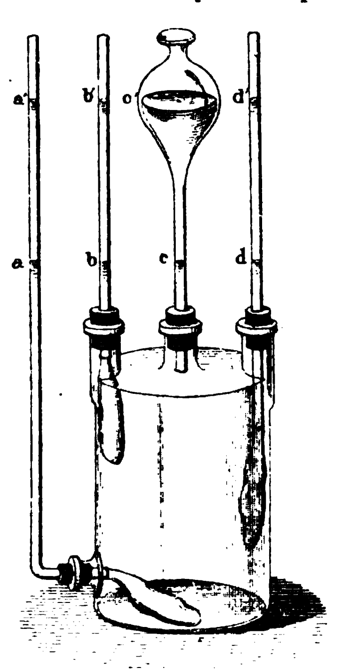


Fig. 12.

Quand c'est le tube *c* qui se remplit à son tour, le niveau de l'eau colorée s'élève plus vite dans les tubes latéraux, et pour de moindres quantités de liquide versé. L'égalité de niveau dans tous les tubes persiste quand on est arrivé au renflement, et qu'il faut, par suite, pour une même élévation latérale du niveau, verser plus de liquide. La pression reçue par les ballons de caoutchouc à l'intérieur du liquide, et transmise par eux à leur tube manométrique, ne dépend donc que de la hauteur du liquide dans le tube *c*, et non de sa largeur ou de la quantité de liquide qu'il contient. Cette conséquence est une autre forme du principe des vases communiquants, qui résulte lui-même du mécanisme de la transmission des pressions à l'intérieur d'un liquide pesant.

De ce même mécanisme résulte encore une autre conséquence, mais plus importante et qui mérite une plus longue étude, celle du principe d'Archimède.

16. Principe d'Archimède. — Nous venons de voir que la pression à l'intérieur d'un liquide en équilibre croît régulièrement avec la profondeur, et ne dépend que d'elle; considérons dans un vase le cylindre de liquide vertical *abcd*

(fig. 13). La pression, de bas en haut, sur sa base inférieure, surpasse la pression de haut en bas sur sa face supérieure, d'une quantité égale au poids du cylindre liquide, puisque ce cylindre ne tombe pas. Les pressions latérales sur ses parois, qui ne peuvent du reste rien sur le mouvement de chute, s'équilibrent entre elles puisque le cylindre ne se meut ni à droite ni à gauche. Supposons maintenant ce cylindre liquide remplacé par un cylindre identique d'une matière quelconque. Les pressions exercées par le liquide extérieur, qui ne dépendent évidemment pas de la nature du corps auquel elles s'appliquent, resteront les mêmes et auront les mêmes résultantes. Elles s'équilibreront encore dans le sens horizontal, et, dans le sens vertical, elles auront la même résultante que tout à l'heure, c'est-à-dire que la différence des pressions supportées par les deux bases sera égale au poids du liquide que le corps aura remplacé; celui-ci semblera donc avoir perdu une fraction de son poids égale au poids du liquide déplacé.

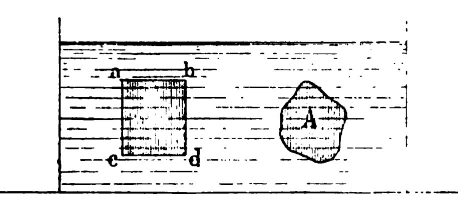


Fig. 13.

On peut d'ailleurs, sans y rien changer, recommencer le même raisonnement pour un corps de forme quelconque A. Si on suppose ce corps remplacé par de l'eau, ce volume d'eau, qui ne tombera pas, devra supporter, de la part du liquide ambiant, un excédent de pressions de bas en haut, égal à son poids, et qui, ne changeant pas avec la nature du corps, ne dépendant que de sa forme et de sa surface extérieure qui n'ont pas varié, doit être le même sur le corps A. Cet excédent de pressions se nomme la *poussée* du liquide. Depuis Archimède, on sait que *cette poussée est égale au poids du liquide déplacé*.

On le démontre facilement de la façon suivante, qui n'exige aucun appareil spécial.

Sur le plateau d'une balance de Roberval (fig. 14), ou sur le

croisillon qui le porte, on place un support léger muni d'un bras mobile à l'extrémité duquel est suspendu, au moyen d'un fil, un corps quelconque; à portée de ce corps est une éprouvette dont la tubulure supérieure [1] est munie d'un tube large, recourbé et taillé en bec de flûte à son extrémité, de façon à venir déboucher au-dessus d'un vase léger, placé sur le pied

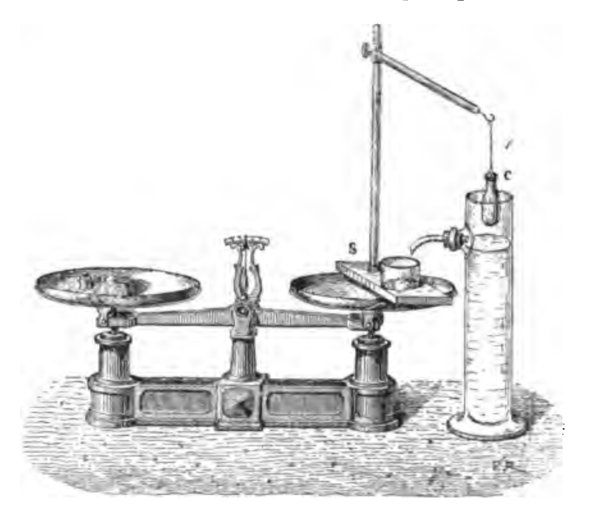


Fig. 14.

du support. A l'origine, cette éprouvette, qui reste fixe, est remplie d'eau au-dessus de la tubulure; on laisse s'écouler et on recueille à part tout ce qui s'écoule librement. On établit alors l'équilibre, et quand les deux plateaux sont de niveau, on introduit, en faisant glisser le bras mobile le long de sa tige, le corps dans l'eau de l'éprouvette. On voit alors se relever le plateau qui porte le corps, ce qui prouve que

1. Quand la tubulure est inférieure, on la munit d'un col de cygne fait également d'un tube un peu large, pour éviter les effets de capillarité. On peut encore se contenter d'une éprouvette à bec un peu creux, sur lequel on colle au mastic une feuille de laiton formant gouttière et débouchant au-dessus du vase. Il est bon, pour que le liquide mouille bien le verre, d'employer de l'eau faiblement alcoolisée, ce qui diminue les effets du ménisque le long des parois mouillées.

celui-ci semble avoir perdu de son poids ; mais peu à peu le liquide qui s'écoule par l'extrémité du tube de déversement vient rétablir l'équilibre, et finalement, quand il ne coule plus d'eau, les deux plateaux sont de niveau ou à peu près, la différence étant imputable à une ou deux gouttes d'eau qui ont coulé en plus ou en moins pendant le premier affleurement que pendant le second. La poussée du liquide est donc égale au poids du liquide déplacé.

Soit alors P le poids du corps, P' le poids d'un égal volume du liquide, si $P > P'$, c'est-à-dire si le poids spécifique du corps est supérieur à celui du liquide, le corps s'enfonce en vertu de son excédent de poids. C'est le cas des métaux ou des pierres dans l'eau, du platine dans le mercure, etc.

Si $P = P'$, le corps est en équilibre indifférent dans le liquide. C'est à peu près le cas des poissons dans l'eau.

Si $P < P'$, la poussée surpasse le poids, et le corps, après être remonté à la surface, émerge jusqu'au moment où son poids, qui est invariable, devient égal au poids du liquide déplacé, poids qui diminue à mesure que le corps s'élève au-dessus du liquide. Il est alors dit *flottant*, et la condition générale d'équilibre des corps flottants est que leur poids soit égal au poids du liquide déplacé. C'est le cas du bouchon dans l'eau ou du fer sur le mercure, et à ce cas correspond une démonstration expérimentale encore plus simple que tout à l'heure. Le corps et le vase sont simplement placés sur le plateau de la balance de Roberval, et on leur fait équilibre. On enlève ensuite le corps du plateau et on le plonge dans le liquide dans lequel il flotte. Un aréomètre à grosse boule fait bien l'affaire. Il chasse par la tubulure latérale un volume d'eau égal au volume plongé, et l'expérience montre que le poids de ce volume d'eau est précisément égal au poids du corps, puisque l'équilibre se rétablit quand l'écoulement a cessé.

17. Équilibre des liquides hétérogènes. — Avec ces notions, nous pouvons aborder l'étude de l'équilibre dans un vase qui contient plusieurs liquides (fig. 15), de densité

différente et non miscibles, tels par exemple que du mercure, une solution concentrée de carbonate de potasse, de l'alcool concentré que l'on pourra colorer par de l'orseille, et de l'éther de pétrole. Chacun de ces liquides tombera, en vertu de la remarque qui précède, au-dessous de tous les liquides moins denses que lui. *Les liquides se superposeront donc dans l'ordre de leurs densités décroissantes*. De plus, *la surface de chacun d'eux sera horizontale*, car si elle ne l'était pas, l'excédent de poids que chaque liquide conserve dans le liquide supérieur le ferait tomber sur la surface inclinée de façon à en rétablir l'horizontalité.

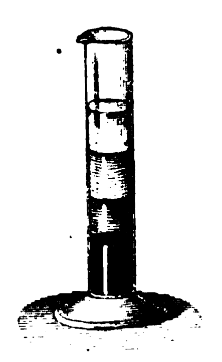


Fig. 15

Si on verse un liquide dans un tube à deux branches (fig. 16), il se met naturellement au même niveau dans les deux. Si alors, dans l'une d'elles, on verse un liquide plus

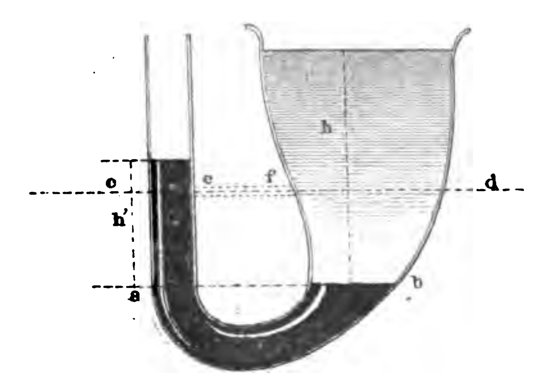


Fig. 16.

léger, le niveau du premier liquide s'élève dans l'autre branche, mais moins haut, et les conditions d'équilibre des deux colonnes liquides sont faciles à trouver. Si nous considérons le plan horizontal *ab* qui passe par la surface de séparation des deux liquides, ce plan est un plan d'équilibre pour le liquide inférieur, et par conséquent aussi pour les colonnes liquides

qui le surmontent. Prenons sur ce plan, dans les deux branches, deux éléments de surface égale à s. Le premier, enfoncé à la profondeur h dans un liquide de densité d, supportera la pression $s\,h\,d$. Le second supportera de même la pression $s\,h'\,d'$, ou h' et d' sont la hauteur et la densité correspondant au second liquide.

On aura donc :

$$s\,h\,d = s\,h'\,d'$$

ou

$$h\,d = h'\,d'$$

d'où

$$\frac{h}{h'} = \frac{d'}{d}.$$

Les hauteurs des deux liquides, au-dessus de la surface de séparation, sont donc en raison inverse des densités.

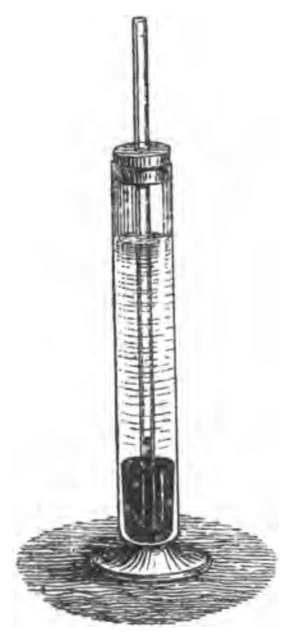


Fig. 17.

On vérifie facilement cette loi en versant dans une longue éprouvette (fig. 17), dans l'axe de laquelle on a fixé, au moyen d'un bouchon, un tube ouvert à ses deux extrémités, du mercure d'abord, puis de l'eau; quand l'éprouvette est pleine, il y a dans le tube central une petite colonne de mercure qui suffit à faire équilibre à une colonne d'eau dont la hauteur est environ treize fois et demie plus grande, la densité du mercure étant 13,6.

18. Surfaces de niveau et surfaces isobares. — Nous avons à faire ici une remarque importante que nous aurons à utiliser plus tard. Appelons *surfaces de niveau* les surfaces parallèles à la surface libre d'un liquide homogène en repos, et la surface libre elle-même. Ces surfaces de niveau sont des plans horizontaux pour des volumes limités de liquide, des sur-

faces concentriques à la surface des mers, pour de grandes masses liquides, c'est-à-dire des ellipsoïdes renflés à l'équateur et aplatis au pôle comme la terre.

Appelons de même *surfaces isobares* toutes les surfaces qui, dans un liquide en repos, supportent la même pression sur tous leurs éléments. Nous voyons de suite que tant que nous sommes dans un liquide homogène, et même dans le cas de plusieurs liquides superposés dans un même vase, les surfaces de niveau sont toujours des surfaces isobares.

Il n'en est plus de même pour deux liquides dans des vases communiquants (fig. 16). Le plan qui passe par la surface de séparation est le dernier de ceux que l'on peut mener à partir du fond du vase, qui soit à la fois surface isobare et surface de niveau. Un plan *cd* parallèle mené au-dessus de lui est encore une surface de niveau, mais la pression sur ce plan est plus faible du côté du liquide le plus dense, et s'il y avait un canal allant de *e* en *f*, il y aurait écoulement du liquide le moins dense vers le liquide le plus dense. Cet écoulement provoquerait à son tour, en augmentant la pression en *a*, un écoulement par le bas, du liquide le plus dense vers le liquide le moins dense, et l'équilibre se rétablirait lorsque les quatre niveaux seraient deux à deux les mêmes dans chacune des branches.

Imaginons maintenant, toujours dans le même ordre d'idées, un long et large canal à fond plat (fig. 18), ayant une direction quelconque, par exemple celle de l'est à l'ouest. Supposons, dans ce canal, un liquide dont la densité irait en croissant régulièrement, mais par degrés insensibles, des bords du canal vers son milieu. On

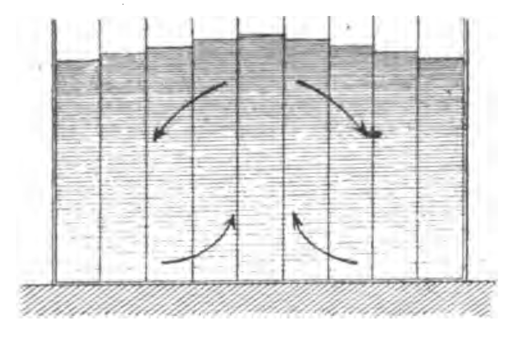


Fig. 18.

peut, en supposant dans ce canal une foule de cloisons longitudinales parallèles à ses bords, réaliser, en mettant dans chacune d'elles une hauteur convenable de liquide, un état d'équilibre tel que la pression sur le fond plat du canal soit partout la même, et que cette surface soit partout isobare. Il suffit que les hauteurs des diverses tranches liquides comprises entre les cloisons soient en raison inverse des densités. Dans notre hypothèse, les hauteurs croissent alors régulièrement de chacun des bords vers l'axe du canal, et la surface supérieure du liquide dans le canal aura, si les cloisons sont très rapprochées, la forme d'un cylindre convexe. Imaginons maintenant toutes les cloisons supprimées; la surface convexe supérieure n'étant pas une surface de niveau, l'écoulement aura lieu à la fois sur toute la longueur du canal de l'axe vers les bords, c'est-à-dire, étant donnée l'orientation du canal, à la fois vers le nord et vers le sud. Le fluide le moins dense s'écoulera du côté du fluide le plus dense, et comme contre-partie, il y aura encore, comme tout à l'heure, écoulement au fond du canal du liquide le plus dense vers le liquide le moins dense, jusqu'au moment où l'équilibre sera rétabli. Si au contraire une cause quelconque entretient l'inégalité de densité, on aura un mouvement continu et toujours dans la même direction. Le liquide étant alors en mouvement, nous n'avons plus le droit de lui appliquer les principes de l'hydrostatique; nous pouvons seulement voir, en gros, que la pression sur le fond sera, à cause de l'écoulement, un peu plus faible vers le centre, un peu plus forte sur les bords, que dans l'état de repos. Mais il nous suffit pour le moment d'avoir prévu la nature et le sens du mouvement. C'est un sujet que nous retrouverons plus tard.

CHAPITRE III

STATIQUE DES GAZ

19. Propriétés des gaz. — Les gaz ont toutes es propriétés qui nous ont servi à établir la statique des liquides.

1° *Les gaz sont pesants.* — Nous l'avons montré (§ 2) par une expérience simple, pour l'acide carbonique et les gaz plus lourds que l'air. Il est bon de le prouver par une autre méthode, qui s'applique à tous les gaz, et permet en même temps de trouver le poids de l'unité de volume de chacun d'eux. On fait le vide dans un ballon muni à cet effet d'une tubulure à robinet, ou même simplement d'un robinet assujetti au moyen d'un bouchon de caoutchouc. On sépare le ballon de la machine pneumatique, et on le dépose, au moyen d'un valet, sur l'un des plateaux d'une balance sensible. On fait équilibre de l'autre côté. On ouvre alors faiblement le robinet, et on abandonne le ballon à lui-même. Un sifflement avertit que l'air rentre, et on voit simultanément la balance s'incliner peu à peu du côté du ballon, témoignant que ce qui y rentre pèse. Quand le sifflement a cessé, on rétablit l'équilibre, et

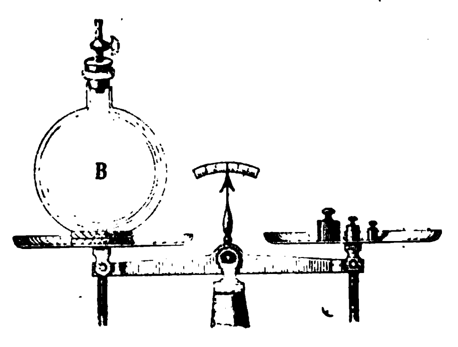


Fig. 19.

les poids ajoutés pour cela de l'autre côté représentent à peu près le poids de l'air rentré dans le ballon.

Je dis *à peu près*, parce que ce ne sont pas là les conditions d'une expérience précise. Les balances de Roberval sont peu sensibles ; on ne tient pas compte de la température, du degré d'humidité de l'air, etc. Mais on conçoit qu'on puisse, avec une meilleure balance et des précautions, trouver ainsi le poids d'un litre d'air sec mesuré a 0°, et à la pression à laquelle nous le respirons d'ordinaire, pression qui, comme nous le verrons bientôt, est mesurée par le poids d'une colonne de mercure de 76 centimètres de hauteur. On trouve ainsi que le poids du litre d'air est de 1gr,293 : c'est environ 700 fois moins que le poids du litre d'eau.

En remplaçant l'air par d'autres gaz, on trouve de même, pour le poids de l'unité de volume de ces gaz, dans les mêmes conditions de température et de pression que pour l'air, les chiffres suivants :

Hydrogène.	0gr, 0896	Acide carbonique. .	1gr, 525
Vapeur d'eau. . . .	0gr, 805	Chlore	3gr, 18
Azote.	1gr, 256	Vapeur de brôme. .	7gr, 16
Oxygène	1gr, 430	Vapeur d'iode . . .	11gr, 48

On voit que ces nombres sont assez différents les uns des autres. Ainsi 1 litre d'hydrogène pèse environ 16 fois moins que 1 litre d'oxygène et 128 fois moins que 1 litre de vapeur d'iode ; la vapeur d'eau pèse les $\frac{5}{8}$ de ce que pèse l'air dans les mêmes conditions de température et de pression. On voit aussi que tous ces nombres, même les plus élevés, sont faibles par rapport au poids du litre d'eau : c'est une remarque que nous utiliserons tout à l'heure.

2° *Les gaz sont des fluides*, c'est-à-dire que leurs particules glissent facilement les unes sur les autres, encore plus facilement que celles des liquides. On promène sa main et son corps, sans résistance sensible, dans un air en repos, tandis qu'on en rencontre dans un liquide.

3° *Les gaz sont compressibles.* — Ils le sont encore beaucoup plus que les liquides, comme le prouve notre expérience

du § 1. Étant très compressibles, ils sont très dilatables. Si, sous la cloche de la machine pneumatique, on place une vessie vidée, et bouchée de façon à y maintenir le peu d'air qu'elle peut encore contenir, et si on fait le vide dans la cloche, on voit l'air de la vessie se dilater. La vessie se gonfle et se tend, pour s'affaisser de nouveau si on laisse rentrer l'air extérieur.

Cette différence de compressibilité et de dilatabilité suffirait à distinguer les gaz des liquides, mais elle importe peu pour le but que nous poursuivons, qui est d'étendre immédiatement aux gaz les lois de l'hydrostatique. Dans l'établissement de ces lois pour les liquides, nous avons seulement visé l'existence de cette compressibilité, de cette élasticité intérieure en vertu de laquelle une tranche comprimée transmet sa pression à la tranche voisine. Nous n'avons pas visé sa valeur numérique. Nous pouvons donc admettre que les gaz, dont les propriétés sont celles des liquides, auront les mêmes lois d'équilibre.

20. Les lois de la statique des gaz sont celles de l'hydrostatique. — Ainsi le principe d'égale transmission des pressions dans tous les sens, principe qui est aussi celui de la proportionnalité des pressions aux surfaces, s'applique également aux gaz, et peut se démontrer comme pour les liquides, avec une vessie qu'on place dans un cristallisoir, et qu'on recouvre d'une planche munie d'un encoche pour le passage du tube à gaz comme dans la figure 20. En soufflant dans ce tube latéral, on peut soulever sans difficulté un poids de plusieurs kilogrammes, placé sur la planche. Si la vessie est pleine d'eau, il suffit de même d'adapter au tube latéral un entonnoir, et d'y verser un peu d'eau pour voir le poids se soulever.

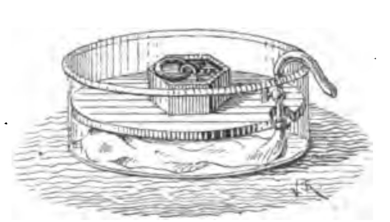


Fig. 20.

On peut aussi répéter avec les gaz l'expérience faite sur

les liquides avec le flacon à plusieurs tubulures et à ballons de caoutchouc de la figure 12. Ici le flacon (fig. 21) renferme de l'air, et les ballons de caoutchouc souples sont en communication avec des tubes en U dans la courbure desquels on a versé un liquide qui se tient partout au même niveau dans les deux branches. En pressant sur la poire de caoutchouc de la tubulure centrale, ou en soufflant par la tubulure, si elle est restée libre, on voit que tous les niveaux s'élèvent en même temps, et d'une même quantité.

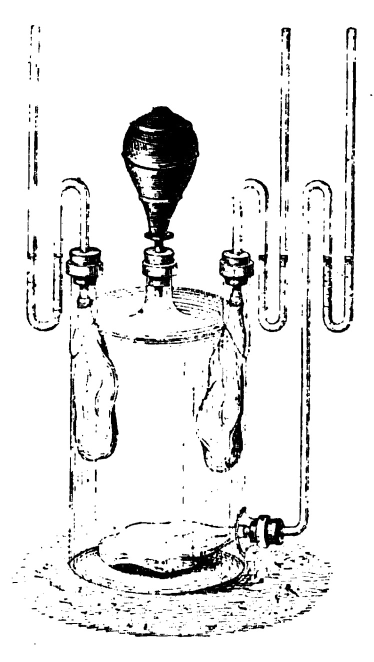


Fig. 21.

Signalons ici une différence avec les liquides. L'augmentation de pression que nous avons déterminée dans notre flacon y a élevé d'une même quantité tous les niveaux, ceux du haut comme ceux du fond. Si le flacon avait été rempli d'eau, au contraire, pour toute augmentation de pression, tous les niveaux seraient venus dans un même plan horizontal. La pression semble donc être la même en tous les points d'une même masse gazeuse limitée, tandis qu'elle varie, dans une masse de liquide, avec le niveau auquel on l'envisage. Cette différence apparente tient à ce que le gaz étant très léger, les variations de pression avec la profondeur, tout en étant réelles, sont inappréciables quand on les mesure au moyen des variations 700 fois plus faibles (§ 19) d'une colonne d'eau. Cette différence disparaîtrait s'il était possible de se servir d'une colonne manométrique gazeuse. Mais, dans les conditions ordinaires, on peut admettre que tant qu'il ne s'agit pas de masses gazeuses très épaisses, le gaz réalise à peu

près les conditions théoriques que nous avons supposées (§ 12), dans l'établissement du principe de Pascal, celles d'un fluide non pesant, dans lequel la pression et les variations de pression sont partout les mêmes. On peut admettre aussi que tant qu'il ne s'agit pas de différences de niveau considérables, la pression reste la même du haut en bas d'une colonne gazeuse, tandis qu'elle varie très sensiblement quand on s'élève ou on s'abaisse le long d'une colonne liquide de même hauteur.

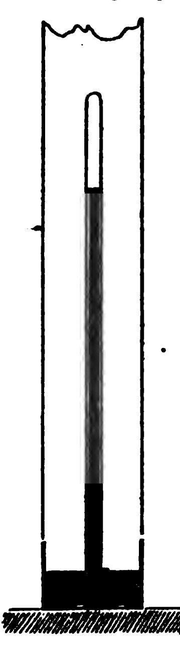
Enfin, comme dernière démonstration de l'identité des lois de l'équilibre des liquides et des gaz, nous pouvons montrer que le principe d'Archimède, qui résume en quelque sorte l'hydrostatique, s'applique aussi aux gaz. Pour cela, on tare sur une bonne balance une vessie ou un ballon de caoutchouc vide. On le gonfle sans le distendre, et, en le reportant sur la balance, on constate que son poids n'a pas changé. C'est que l'augmentation de la poussée de l'air, par suite de l'augmentation du volume du ballon, est exactement égale au poids de l'air introduit. On voit tout de suite pourquoi Aristote, qui a fait le premier cette expérience pour savoir si une vessie pleine d'air pesait plus qu'une vessie vide, n'a pu en tirer aucune conclusion.

S'il avait su remplir sa vessie d'un gaz plus lourd que l'air, il aurait constaté une augmentation de poids, et une diminution avec un gaz plus léger. Dans ce dernier cas, si le poids du gaz intérieur, plus le poids de l'enveloppe, donnent une somme plus faible que le poids de l'air déplacé, le ballon s'élève. Tels sont les ballons rouges, gonflés d'hydrogène, qui servent de jouets. Tels sont aussi les aérostats.

21. Baromètre. — Nous avons systématiquement évité, dans tout ce qui précède, l'identification des liquides aux gaz en ce qui concerne la surface libre. Il y en a une dans les liquides; il n'y en a pas, à proprement parler, dans les gaz, qui, en vertu de leur expansibilité, occupent tout l'espace qui leur est offert. La colonne aérienne qui surmonte chaque unité de surface prise au niveau du sol a une hauteur très

grande et encore mal connue; mais, bien que sa limite supérieure soit inaccessible, nous en pouvons cependant mesurer le poids total. Nous n'avons pour cela qu'à recourir au principe des vases communiquants.

Si, au fond d'une éprouvette verticale (fig. 22), supposée s'élevant jusqu'aux limites de l'atmosphère, on verse un liquide lourd, par exemple du mercure; puis si, remplissant de mercure un tube fermé par un bout, en prenant la précaution de n'y pas laisser d'air, on le renverse sur le bain de mercure, on voit, si la longueur du tube est de 80 centimètres environ, le mercure quitter le haut du tube, et s'arrêter à une hauteur voisine de 76 centimètres. A ce moment, nous sommes dans des conditions exactement pareilles à celles de notre expériences du § 17, et nous pouvons dire que le poids de la colonne de mercure est égal à celui d'une colonne d'air qui reposerait sur la même surface, à l'extérieur du tube. Nous pouvons alors couper comme tout à fait inutile, *si l'air est en repos* et en équilibre, la partie de notre éprouvette qui dépasse le niveau du mercure, c'est-à-dire opérer dans un vase quelconque, et nous nous trouvons alors dans les conditions de l'expérience faite pour la première fois en 1643, par Viviani, élève de Torricelli, à l'instigation de son maître. Le poids de la colonne d'air qui pèse sur un centimètre carré est donc égal au poids d'une colonne de mercure ayant pour base un centimètre carré, et une hauteur de $0^m,76$, ce qu'on peut dire plus brièvement, mais avec un sous-entendu qui amène souvent des malentendus, la pression de l'air est mesurée par une colonne de mercure de 76^{cm}, ou plus simplement est de 76^{cm}.


Fig. 22.

L'interprétation que nous venons de donner, et qui nous montre dans le poids de la colonne de mercure soulevée

dans le baromètre l'équivalent exact de ce qu'on appelait autrefois d'une expression qu'on a eu tort d'abandonner, le *poids de l'air*, n'a pas passé sans difficulté, tant les esprits, même les meilleurs, étaient rebelles à ces conceptions sur les gaz, qui, aujourd'hui, nous semblent si simples. Il a fallu déduire de cette interprétation diverses conclusions, et les vérifier par l'expérience. Ainsi, si on remplace le mercure par un liquide moins dense, on doit avoir, pour le même poids d'air, une colonne barométrique plus longue dans le rapport inverse des densités. En prenant, comme le fit Pascal, du vin, dont la densité est à peu près la même d'ordinaire que celle de l'eau, la colonne soulevée doit être de treize fois et demie 76 centimètres ou de 10 mètres environ. C'est ce que l'expérience vérifia. Ainsi encore si, en s'élevant sur une montagne ou dans une tour, on fait à diverses hauteurs l'*expérience du vide*, c'est-à-dire si on remplit un tube barométrique et si on mesure la longueur de la colonne, on doit trouver qu'elle diminue avec la hauteur, puisque on laisse au-dessous de soi des couches aériennes qui ne pèsent plus sur le bain. C'est là l'expérience faite le 19 septembre 1648, sur le Puy de Dôme, par Périer, beau-frère de Pascal, et répétée ensuite par Pascal lui-même dans la tour de l'église Saint-Jacques-la-Boucherie.

22. Indications barométriques. — Si l'air avait à toutes les hauteurs la même densité qu'à la surface du sol, l'épaisseur de l'atmosphère serait facile à trouver. On l'obtiendrait en multipliant 76 centimètres par le rapport inverse du poids de l'unité de volume du mercure et de l'air, évalués au moyen de la même unité, c'est-à-dire en faisant le produit $0^{m},76 \frac{13.6}{0,0013}$, et on trouverait pour cette épaisseur environ 8 kilomètres. C'est peu; les sommets de quelques montagnes la dépasseraient. L'atmosphère est beaucoup plus épaisse, parce que, en vertu de la compressibilité de l'air, les couches inférieures les plus pressées sont les plus denses, et la densité va en diminuant de bas en haut.

Mais, dans un grand nombre de cas, nous aurons le droit de ne pas nous préoccuper de cette épaisseur, car, en tout ce qui concerne l'effet des pressions, nous avons le droit de substituer à l'atmosphère réelle une atmosphère fictive, ayant partout la densité qu'elle a au niveau du sol, et une hauteur de 8 kilomètres.

Si l'atmosphère, au lieu d'être faite d'air, était formée d'un gaz plus léger, d'hydrogène par exemple, l'atmosphère fictive que nous venons de lui substituer, celle qu'il faudrait supposer dans notre éprouvette du § 21 pour qu'elle exerce la même pression sur le bain de mercure, serait évidemment 16 fois plus grande (§ 19) ou de 128 kilomètres. Si c'était de la vapeur d'eau, sa hauteur serait de même des $\frac{8}{5}$ de 8 kilomètres, soit de 13 kilomètres environ; de même un mélange d'air et de vapeur d'eau devrait avoir, pour l'équilibre, une hauteur d'autant plus grande que la proportion de vapeur d'eau y serait plus considérable. Si nous nous reportons alors à notre raisonnement du § 18, nous voyons que deux portions d'atmosphère inégalement humides, introduites dans deux vases communiquant à la fois par le haut et par le bas, ne seront pas en équilibre alors même qu'elles exerceraient sur le fond du vase la même pression. Il y aura par le haut un écoulement continu de l'atmosphère plus riche en vapeur d'eau vers l'autre; dans le bas, un écoulement de sens inverse de la plus dense vers la plus légère, jusqu'au moment où l'équilibre sera rétabli, les deux atmosphères étant alors au même niveau et la pression redevenue ce qu'elle était à l'origine, si tant est qu'elle ait varié pendant le mouvement. C'est là une conclusion que nous aurons plus tard à utiliser.

Nous voyons pour le moment que le baromètre peut nous donner des renseignements sur la quantité de vapeur d'eau contenue dans la couche d'air qui le surmonte, et par suite sur les chances de pluie ou de beau temps. D'une manière générale, on peut dire en effet que la présence de la vapeur d'eau rend l'atmosphère plus légère, *pour une même hauteur,* et fait baisser le baromètre. C'est là une notion qui date

presque de Torricelli, mais qui, étendue et précisée depuis, a fait du baromètre le premier des instruments de la météorologie. En outre de cela, le baromètre peut servir, comme nous l'avons vu, à mesurer les altitudes. Pour ces divers usages, il a fallu donner à l'instrument une sécurité de construction et d'emploi que ne comporte pas l'expérience de Torricelli, dans laquelle on ne prenait aucune précaution pour bien dessécher le mercure, et surtout pour chasser l'air qui reste adhérent aux parois du tube sous forme d'une gaine invisible entourant le mercure qu'on y a versé. Cet air et cette vapeur finissent par se réunir dans la chambre supérieure du baromètre, et comme ils éprouvent l'influence de la température, comme d'ailleurs par eux-mêmes ils exercent une pression, ils faussent l'indication barométrique.

23. Diverses formes du baromètre. — Il existe diverses formes de baromètre ayant chacune ses usages, ses avantages et ses inconvénients. Pour l'observateur isolé n'ayant besoin que d'un baromètre fixe, l'instrument le plus simple est le suivant, que chacun peut se construire soi-même pour échapper à la difficulté de l'envoi. Dans un vase de fer, ou de tôle émaillée, on chauffe sur un petit feu de charbon du mercure du commerce, filtré au préalable à plusieurs reprises au travers d'un entonnoir de papier buvard percé d'un très petit trou à son extrémité, de façon à ce que le filet de mercure qui s'en échappe ait l'épaisseur d'une petite aiguille. On trouve d'un autre côté dans le commerce des

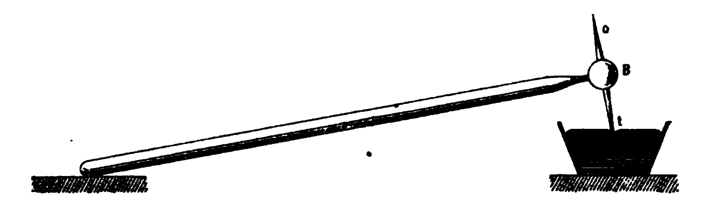


Fig. 23.

tubes de verre ayant la forme indiquée par la figure 23, vidés absolument d'air à la machine pneumatique à mercure, et

cela pendant qu'on chauffait leurs parois à une température qui assure l'élimination de l'air adhérent. Ces tubes sont chauffés doucement à la lampe à alcool; on introduit alors leur extrémité effilée dans le mercure chaud. Puis on brise la pointe fine, au-dessous du mercure, avec une pince. Le canal capillaire du tube est assez fin pour que le mercure, poussé par la pression atmosphérique, entre très lentement, et, s'il est resté un peu d'air dans le tube, cet air remonte peu à peu et finit par former une très petite bulle dans la boule quand le tube est plein. On redresse alors le tube; on fait un trait sur le verre au niveau de l'effilure qui précède l'ampoule; on détache d'un coup sec la partie supérieure qui, en se séparant, laisse à la surface de la section une gouttelette saillante de mercure; on applique le doigt et on renverse dans une cuvette bien propre et remplie de mercure filtré. Cette cuvette, qu'il faut prendre large, peut être placée sur une console portée par une planche verticale sur laquelle on colle, à la colle forte, une bande métrique divisée ou, à défaut, un mètre de tailleur.

On a ainsi, à peu de frais, un instrument d'un usage commode, quand on ne veut que le comparer avec lui-même, savoir si le mercure *monte* ou *descend*. Une bague de caoutchouc sert de curseur mobile, et permet de comparer l'observation du jour à celle de la veille. La précision des lectures ne peut guère dépasser le demi-millimètre, mais nous verrons que cette précision est presque toujours suffisante.

Quand l'observateur n'est pas destiné à rester isolé, et ne se borne pas à demander à son baromètre des indications locales et personnelles, quand il fait partie d'un réseau d'observateurs, il lui faut un baromètre qui soit comparable à celui de ses associés, et permette de ramener toutes les observations à une mesure commune.

Les conditions à remplir pour cela sont faciles à indiquer, sinon à réaliser. Il faut d'abord que la hauteur barométrique soit lue avec une grande précision. Ceci est une affaire de constructeur. Comme la lecture se fait d'ordinaire sur une échelle métallique dont les divisions ne sont des millimètres

qu'à 0°, et dépassent d'autant plus 1 millimètre que la température est plus élevée, il faut en outre que l'observateur lui fasse subir la correction qui tient à la dilatation de l'échelle. Comme de plus, le mercure a un poids spécifique qui diminue à mesure que la température s'élève, la hauteur de la colonne de mercure qui fait équilibre à une même pression atmosphérique ne sera pas toujours la même, et il faut à chaque fois chercher quelle serait cette hauteur si elle était faite de mercure à 0°. Enfin, il y a à tenir compte aussi de ce que, dans un tube qui a moins de 2 centimètres de diamètre, le mercure se tient toujours un peu au-dessous du niveau qu'il occuperait, en vertu des lois de l'hydrostatique, dans un tube plus large. Il faut donc ajouter aux deux corrections précédentes la correction de capillarité. Nous verrons bientôt qu'il y a une quatrième correction, celle de l'altitude, mais nous ne parlons ici, à propos du baromètre, que de celles qui se rapportent à l'instrument. Toutes ces corrections, qui se font du reste par des moyens commodes que l'on trouvera plus loin, sont des corrections générales, c'est-à-dire que toutes les lectures barométriques y sont assujetties.

Mais la façon de faire la lecture dépend de l'instrument. Dans les observatoires et les laboratoires de physique, le tube du baromètre, aussi large que possible pour éviter la correction toujours incertaine de capillarité, est en outre nu, et placé dans un local dont la température varie peu. La lecture de la colonne se fait à distance, avec un instrument de précision appelé *cathétomètre*.

Dans les baromètres les plus usités en météorologie, l'instrument porte lui-même sa graduation en millimètres, dont les fractions peuvent être évaluées au moyen d'un vernier. Il y a à cela un avantage et un inconvénient. L'avantage est que l'instrument se suffit à lui-même. L'inconvénient est que le 0 de la graduation n'est pas fixe, car si le mercure monte dans le tube quand la pression s'élève, il baisse dans la cuvette, et réciproquement. C'est pour atténuer ces variations de niveau que nous recommandions tout à

l'heure l'emploi d'une cuvette large. Quand on veut de la précision, il faut employer des arrangements particuliers.

24. Baromètre Fortin. — Dans ce baromètre, le fond de la cuvette est mobile, de façon que l'on peut toujours y ramener le niveau du mercure au même point. Ce fond est fait d'une peau de chamois (fig. 24), attachée solidement d'un côté aux parois en verre de la cuvette, de l'autre à une virole sur laquelle on agit de l'extérieur, au moyen d'une vis tournant dans un écrou que porte un cylindre protecteur en laiton. Sur la partie supérieure de la cuvette est implantée une petite aiguille d'ivoire *o*, dont la pointe effilée forme le 0 d'une graduation portée par la chemise métallique qui entoure le tube du baromètre. C'est au contact de cette pointe qu'on amène le niveau du mercure dans la cuvette, quand on veut faire l'observation. Cela est facile. En plaçant l'œil un peu au-dessus du miroir formé par la surface mercurielle, on voit, à mesure qu'on soulève le fond de la cuvette, la pointe d'ivoire et son image dans le mercure se rapprocher l'une de l'autre, et venir au contact. Sitôt que ce contact est dépassé, l'ivoire déprime le mercure dans son voisinage : un jeu de réflexion amplifie le mouvement, et avertit qu'on a dépassé le point voulu. A la partie supérieure du tube, une petite bague métallique mobile, munie d'un vernier, porte deux fenêtres opposées dont les bords supérieurs sont dans un même plan qui passe par le zéro du vernier. On amène ce plan à être tangent à la partie supérieure du ménisque dans le tube, ce qui est très facile en mettant l'œil dans ce plan, et en voyant si les deux bords de la bague et



Fig. 24.

Fig. 25.

le sommet du ménisque sont sur la même ligne. On peut assez facilement apprécier avec cet instrument $\frac{1}{40}$ de millimètre. Mais nous verrons que pour les usages météorologiques cette précision est le plus souvent superflue.

Ce baromètre a l'avantage d'être transportable, et de pouvoir ainsi servir aux voyageurs, soit comme instrument de prévision du temps, soit pour mesurer des altitudes. Pour le transporter, on pousse à fond la vis, jusqu'à ce que le mercure remplisse complètement le tube barométrique et la cuvette, fermée aussi par en haut par une peau de chamois; cette peau est naturellement percée d'ouvertures assez fines pour que l'air y passe sans difficulté, mais non le mercure, à moins qu'on n'exerce sur lui une forte pression. Le baromètre plein, et mis ainsi à l'abri des oscillations de la colonne mercurielle, on le retourne, on le glisse dans un étui de cuir, qui renferme d'ordinaire une bague et un trépied sur lesquels on dispose l'instrument pour l'observation.

25. Baromètre Tonnelot. — Ce baromètre, souvent employé, corrige par un autre moyen les variations de niveau dans la cuvette. La surface libre du mercure dans cette cuvette est exactement 100 fois plus grande que la surface libre du tube, de sorte que lorsque le mercure monte de n millimètres dans le tube, il s'abaisse de $\frac{n^{mm}}{100}$ dans la cuvette. Le zéro de la graduation est au niveau du mercure dans la cuvette quand la pression est de $0{,}760^{mm}$, de sorte que si la lecture donne à un moment quelconque un chiffre de $760 \pm n$, la différence de niveau, qui est la hauteur cherchée, sera $760 \pm n \pm \frac{n}{100}$. Par exemple, lorsqu'on lira 770^{mm} sur l'échelle, la hauteur barométrique sera

$$770 + \frac{10}{100} = 770{,}1.$$

26. Baromètres métalliques. — En dehors de ces baromètres, on emploie quelquefois des instruments con-

struits sur un principe tout différent, et qu'on appelle baromètres métalliques. Dans ces appareils, une boîte métallique, plate et à surface ondulée dans le baromètre de Vidie, elliptique et courbée en cercle dans celui de Bourdon, ont été à peu près vidées de tout l'air qu'elles contenaient, de façon qu'il n'y ait pas à tenir compte des variations de pression de cet air, sous l'influence des variations de température. La boîte métallique porte alors presque tout le poids de l'atmosphère extérieure, se travaille de façon à lui résister, et prend une forme d'équilibre de tension en rapport avec la pression. Cette forme d'équilibre varie naturellement avec la pression, mais très peu, si bien qu'on peut toujours considérer, dans une certaine mesure, la variation qu'elle subit comme proportionnelle à la variation de la pression. Il ne s'agit donc plus que de l'amplifier par des moyens mécaniques convenables, qui la traduisent par des mouvements proportionnels d'une aiguille sur un cadran.

Les incertitudes sur le principe de la construction de ces appareils, les inégalités dans le travail des métaux, l'influence sensible de la chaleur sur l'élasticité des lames métalliques, les irrégularités dans la transmission des mouvements à l'aiguille, etc., tout cela fait qu'on ne peut demander à ces baromètres aucune mesure absolue. Ils sont en général d'accord pendant quelque temps avec le baromètre normal pour des pressions voisines de celles pour lesquelles ils ont été réglés, mais ils s'en écartent d'autant plus qu'on s'éloigne davantage de cette pression, et ne peuvent pas être transportés dans diverses stations sans de nouveaux réglages qu'on fait d'ailleurs facilement en faisant tourner une vis, dont la tête, très visible dans tous les instruments, est toujours accessible. En somme, ce sont des appareils commodes, mais médiocres. Il est vrai qu'à raison de leur mode de construction, il faut bien plus s'étonner d'en tirer quelque chose, que de n'en pas tirer tout ce qu'on serait tenté de leur demander.

27. Pression d'un gaz. — Soit un baromètre ayant la forme indiquée par la figure 26. C'est un baromètre dit *à siphon*. Si on considère le plan horizontal qui passe par la surface libre du mercure dans la petite branche, le poids de la colonne d'air qui repose sur cette surface fait équilibre au poids de la colonne de mercure soulevée dans la grande. Supposons maintenant que les choses restant en l'état, nous venions à fermer par le haut la petite branche, de façon à n'y laisser que la petite quantité d'air qu'elle contenait. L'expérience, d'accord avec le raisonnement, montre qu'il n'y a rien de changé dans l'état d'équilibre. Le poids de la colonne d'air qui surmontait la surface libre du mercure ne peut pourtant plus se faire sentir au travers de la cloison solide qu'on a interposée, mais les molécules de l'air resté dans la petite branche, primitivement pressées par le poids des tranches supérieures, ont conservé cette pression quand on a scellé le tube, et maintiennent par conséquent le mercure à son niveau primitif. Il y a donc, dans un gaz, une *pression* qui semble au premier abord indépendante du *poids* du gaz qui la produit, mais qui est la traduction du poids de la colonne gazeuse ou liquide qu'il a fallu employer pour amener le gaz à l'état où on le considère. Cette pression peut donc être mesurée par le poids d'une colonne d'eau ou de mercure, ou même plus simplement, mais avec le sous-entendu sur lequel nous avons insisté, par une hauteur d'eau ou de mercure.



Fig. 26.

La pression est donc quelque chose comme un ressort intérieur absolument distinct du poids qui la produit, quoique constamment en équilibre avec lui. Remarquons que le raisonnement que nous venons de faire s'appliquerait encore parfaitement à un liquide contenu dans la petite branche du baromètre et pressé de l'extérieur par une colonne liquide ou une colonne gazeuse. En fermant la petite branche, on

ne changerait encore rien à l'état d'équilibre, parce que le liquide restant conserverait et transmettrait à la surface du mercure le degré de compression auquel il était soumis quand la branche était ouverte. La seule différence est que, dans un liquide, le volume ne varie que d'une façon imperceptible avec la pression; mais au fond, le mécanisme est le même que pour le gaz, et s'il nous semble au premier abord différent, c'est que le liquide est pour nous quelque chose de visible et d'apparemment résistant, tandis que nous ne voyons pas le gaz et que l'esprit a quelque peine et a été de longs siècles à se faire une idée de sa pression.

28. Manomètres. — Cette pression s'évalue au moyen de manomètres, dont la forme varie suivant les besoins. Celui qui nous sera le plus souvent utile est un tube à deux

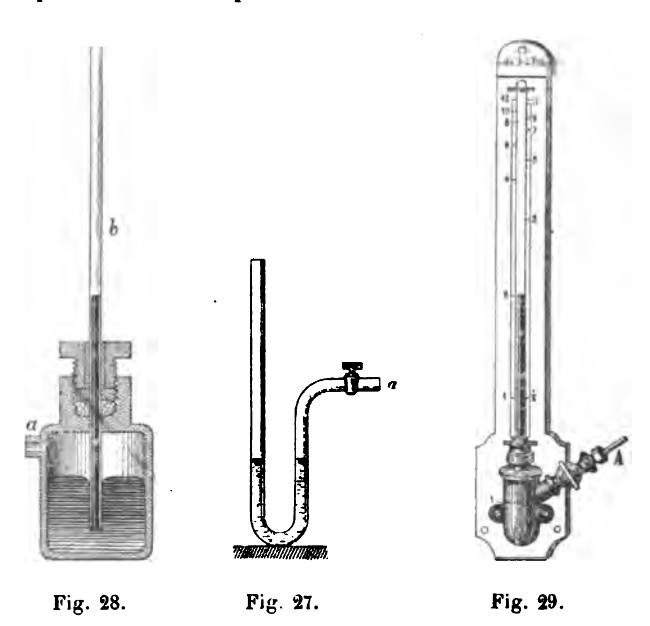


Fig. 28. Fig. 27. Fig. 29.

branches (fig. 27), ou, ce qui revient évidemment au même, une cuvette close (fig. 28), dans laquelle plonge un tube ouvert aux deux bouts. Dans l'une des branches ou dans la

cuvette, on fait arriver le gaz, dont la pression se mesure par la différence de niveau du liquide dans les deux branches. La nature de ce liquide varie. Pour des pressions très peu supérieures à la pression atmosphérique, par exemple pour celles sous lesquelles le gaz d'éclairage est lancé dans les tuyaux de conduite, un manomètre à eau suffit. Pour des pressions plus fortes, l'emploi du mercure s'impose. Encore ne peut-on pas dépasser ainsi 2 ou 3 atmosphères, parce que, au delà, le tube de mercure a une longueur qui le rend encombrant et fragile. Pour pousser plus loin, on emploie les manomètres à air comprimé (fig. 29), dans lesquels la branche manométrique, fermée par son extrémité libre, renferme de l'air qui se comprime d'autant plus que la pression est plus forte, et laisse, pour chaque pression, le mercure s'élever à un niveau qu'on peut déterminer d'avance, soit par l'expérience, par la comparaison du manomètre à graduer avec un manomètre à air libre, soit au moyen du calcul, en profitant d'une loi simple que nous énoncerons au chapitre suivant.

Ces manomètres à air comprimé sont encore fragiles, leur graduation reste toujours délicate et par suite incertaine. Aussi, on leur préfère généralement des manomètres métalliques, construits sur le principe des baromètres Vidie et Bourdon, dans lesquels le gaz ou la vapeur dont il s'agit de mesurer la pression, admis dans une boîte métallique, élastique et close, y amènent des déformations qu'une aiguille visible traduit en les amplifiant. La description de ces appareils est inutile à donner ici ; il nous suffit d'en connaître en gros le mécanisme.

CHAPITRE IV

LOI DE MARIOTTE

29. Nous avons vu, dans les chapitres qui précèdent, qu'un gaz augmente de volume quand on diminue la pression qui pèse sur lui, et aussi qu'il diminue de volume quand on augmente sa pression. Les variations de volume sont liées aux variations de pression par une loi très simple, formulée en 1661 par Boyle, en 1676 par Mariotte, qui devrait porter, et porte en effet en Angleterre le nom de loi de Boyle, mais est plus connue sur le continent sous le nom de loi de Mariotte. La voici:

Quand la température est constante, les pressions dans une même masse gazeuse sont en raison inverse du volume qu'elle occupe.

La vérification de cette loi est assez facile tant qu'on ne s'éloigne pas beaucoup de la pression atmosphérique. Mariotte se servait pour cela d'un tube à deux branches (fig. 30), l'une, petite et fermée, l'autre, grande et ouverte, fixées sur une planche verticale. A partir d'une ligne horizontale, passant au-dessus de la courbure inférieure, et formant un zéro commun, la petite branche est divisée en parties d'égal volume, la grande en centimètres. On commence par verser du mercure par le haut du tube, de façon à lui faire atteindre des deux côtés le zéro. Le volume d'air supposé sec, qui reste confiné dans la petite branche, est alors sous la pression atmosphérique, et occupe par exemple 20 divisions. On le réduit à 10 en versant de nouveau du mercure par la branche ouverte, et on trouve alors que la

différence de niveau *mp* du mercure dans les deux branches est précisément égale à la hauteur barométrique du moment. La pression que l'air de la petite branche exerce sur la surface mercurielle en contact avec lui est donc égale à la

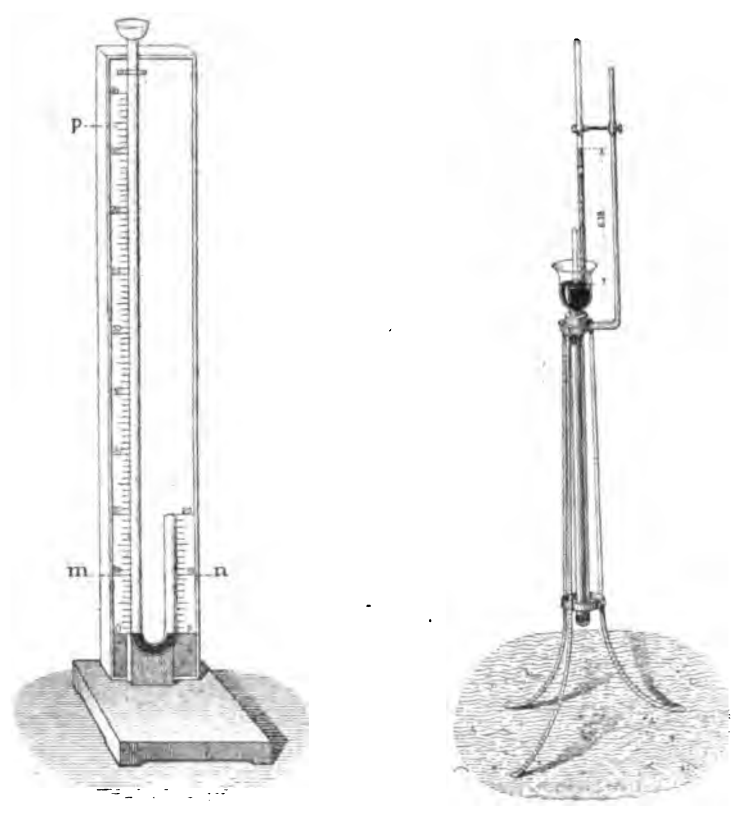


Fig. 30. Fig. 31.

pression au sommet de la colonne ouverte à l'air libre, plus à la pression de la colonne, c'est-à dire, en somme, à deux atmosphères. Sa pression a donc doublé quand son volume a été réduit à moitié. On pourrait pousser plus loin, et ramener au tiers le volume de cet air ; on trouverait alors que la différence de niveau dans les deux branches serait de deux fois la hauteur barométrique : mais la grande branche

devrait avoir pour cela au moins $1^{m},60$ de long, et l'instrument serait déjà d'un maniement difficile.

Pour les pressions inférieures à la pression atmosphérique, on se sert de la cuve profonde (fig. 31) dans laquelle on peut enfoncer un tube de verre de 1 mètre de long environ, fermé par un bout, et divisé à partir de cette extrémité en parties d'égal volume et en centimètres de longueur. En emplissant ce tube de mercure, on y laisse un peu d'air. On le retourne ensuite dans la cuve, et, en l'enfonçant de façon que les deux niveaux intérieur et extérieur du mercure soient dans le même plan, on mesure sur la graduation en parties d'égal volume le volume de l'air laissé, qui est alors à la pression atmosphérique. On soulève alors le tube; le volume de l'air s'accroît, sa pression diminue, et une colonne de mercure s'élève dans le tube, à la hauteur nécessaire pour que la pression de cette colonne, augmentée de celle de l'air dilaté, fasse constamment équilibre à la pression atmosphérique à la surface du mercure dans la cuvette; on s'arrête lorsque le volume de l'air a doublé. On constate alors que la hauteur de la colonne soulevée est égale à la moitié de la hauteur barométrique. La pression de l'air est donc aussi moitié de la pression atmosphérique, et comme son volume est devenu double, la loi est encore vérifiée.

Mais toutes ces vérifications ne s'appliquent qu'à des pressions voisines de la pression ordinaire. De plus, elles sont peu précises : le gaz n'est pas sec; on n'assure pas la constance de la température; on ne peut guère opérer que sur l'air. Pour diverses raisons théoriques et pratiques, à la fois pour savoir si la loi de Mariotte est une loi exacte s'appliquant à tous les gaz et à toutes les pressions, et si on pouvait compter sur elle pour la graduation des manomètres à air comprimé des machines à vapeur, une étude plus attentive s'imposait. Elle a été faite par M. Regnault, et a prouvé qu'aucun gaz ne suit exactement la loi de Mariotte, au moins jusqu'à 28 atmosphères, limite extrême des pressions observées. Tous, sauf un, l'hydrogène, se compriment plus que ne l'exige cette loi. L'écart est d'ailleurs

variable d'un gaz à l'autre, il est le plus fort pour ceux qui, aux températures ordinaires, sont voisins de leur point de liquéfaction. Quand on dépasse beaucoup la limite des expériences de M. Regnault, et qu'on approche de 100 ou 200 atmosphères, les choses changent. L'azote par exemple, qui se comprime plus que ne le veut la loi de Mariotte, suit exactement cette loi aux environs de 80 atmosphères, et se comporte comme l'hydrogène à partir de 90 atmosphères. On a reconnu de plus que l'écart avec la loi, pour des pressions voisines de la pression atmosphérique, diminue à mesure qu'on élève la température, et qu'on éloigne ainsi les gaz des conditions dans lesquelles ils peuvent se liquéfier. La loi de Mariotte n'est donc pas une loi exacte; mais elle est pratiquement assez approchée pour servir à tous les calculs usuels sur les gaz. Nous allons tout de suite en indiquer quelques applications.

30. Machine pneumatique. — La machine pneumatique a été inventée en 1650 par Otto de Guericke, bourgmestre de Magdebourg. Les phases de l'invention méritent qu'on s'y arrête un instant. Otto de Guericke avait eu d'abord l'idée de vider un récipient de l'eau qu'il contenait sans y laisser rien rentrer, et avait employé à cet effet un tonnelet (fig. 32) *au-dessous* duquel était adaptée une pompe par l'intermédiaire d'un robinet que Denis Papin remplaça plus tard par une soupape s'ouvrant du tonneau dans le corps de pompe. Un autre robinet ou une seconde soupape, s'ouvrant du corps de pompe à l'extérieur, permettait de chasser l'eau de ce corps de pompe. Le jeu de l'appareil est facile à saisir.

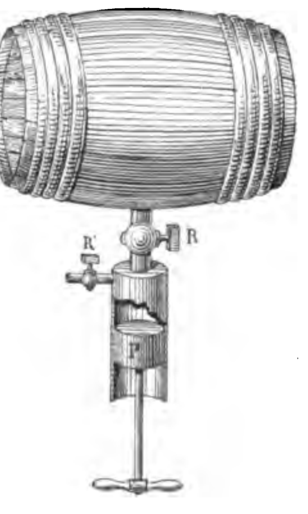


Fig. 32.

Le tonnelet étant plein d'eau, et le piston au haut du corps de pompe, si on l'abaisse, l'eau tombe en vertu de son *poids*, à travers le robinet R ou la soupape, dans l'espace laissé libre, et le récipient se vide partiellement. En relevant le piston, l'une des soupapes se ferme, l'autre s'ouvre, et l'eau du corps de pompe est évacuée. Une nouvelle opération amène le départ de *la même* quantité d'eau, et, en continuant, on arrive à vider le récipient.

Mais l'appareil fonctionnait mal, et Otto de Guericke eut alors l'idée de faire le vide non sur l'eau, mais sur l'air. La construction et le mode de fonctionnement des soupapes restent les mêmes. Mais ici, ce n'est plus le poids de l'air qui le fait passer du récipient dans le corps de pompe, c'est son expansibilité. On n'est dès lors plus obligé de mettre le corps de pompe sous le récipient. On peut le mettre par-dessus, ou même le relier par un tube (fig. 33). Le fonctionnement n'en est pas moins sûr; seulement, chaque coup de piston n'enlève plus, comme tout à l'heure, la même quantité d'air, et le vide est beaucoup plus long à se faire.

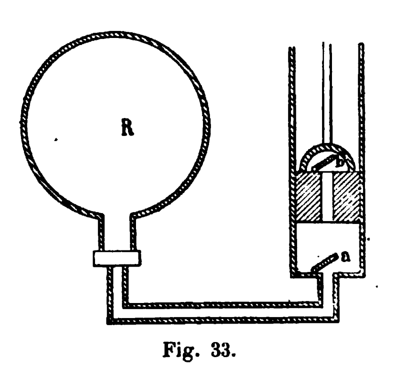


Fig. 33.

31. Loi théorique de la raréfaction. — Prenons en effet l'appareil dans les conditions initiales, le récipient plein d'air, le piston au bas de sa course; nous le soulevons; le vide se fait entre lui et la soupape *a*, qui doit être très légère, et que l'air du récipient soulève en vertu de son élasticité, pour pénétrer dans le corps de pompe. Cet air, qui augmente de volume, diminue de pression, et la loi de Mariotte nous permet de le suivre dans ses variations. Soit H la pression qu'il avait à l'origine, quand il occupait le volume R du récipient, soit V le volume du corps de pompe au moment où le piston a atteint la limite extrême de son excursion. L'air

occupe alors le volume R + V sous une pression H′ telle que

$$\frac{H'}{H} = \frac{R}{R+V}$$

d'où

$$H' = H\ \frac{R}{R+V}.$$

Sitôt qu'on abaisse le piston, la soupape *a* se referme par son poids. La pression augmente dans le corps de pompe et devient bientôt assez grande pour que l'air qui s'y est comprimé soulève la soupape *b*, très légère aussi, qui lui donne accès dans l'air extérieur. De sorte que lorsque le piston est revenu en contact avec la base du corps de pompe, la situation est exactement ce qu'elle était à l'origine, sauf que le récipient, au lieu de contenir de l'air à la pression H, contient maintenant de l'air à la pression plus petite H′. En recommençant la manœuvre, on pourra l'accompagner du même raisonnement, dont la conclusion sera que la pression H″ après le second coup de piston sera dans le même rapport que plus haut avec la pression H′ avant ce second coup, c'est-à-dire qu'on aura

$$H'' = H'\ \frac{R}{R+V} = H\left(\frac{R}{R+V}\right)^2.$$

Et ainsi de suite. La pression dans le récipient décroît donc en progression géométrique, puisque après chaque coup de piston, elle est une fraction toujours la même de ce qu'elle était avant. C'est dire qu'elle peut devenir très petite, mais qu'elle ne sera jamais nulle. Théoriquement on ne peut donc pas obtenir un vide parfait.

Il est bien entendu qu'Otto de Guericke n'avait pu faire aucun de ces raisonnements, fondés sur une loi que Boyle ne devait découvrir que dix ans après, mais il avait bien remarqué que le vide était plus long à se faire sur l'air que sur l'eau, et semble avoir eu des idées très justes sur l'élasticité des gaz. Son invention, venue huit ans après celle du baromètre, contribua du reste beaucoup à lui donner, à lui et à ses contemporains, des idées justes sur la pression atmo-

sphérique. L'expérience bien connue, dite des hémisphères de Magdebourg, et dans laquelle il montrait que ces hémisphères pouvaient résister à la traction de plusieurs chevaux, quand on avait fait le vide dans la boîte close qu'ils formaient en s'accolant, celle du crève-vessie, dans laquelle il faisait voir que le poids de l'atmosphère était capable de rompre une vessie tendue sur un tambour et au-dessous de laquelle on faisait le vide, toutes ces expériences, qui eurent un grand retentissement, traduisirent, sinon pour tous les esprits, du moins pour tous les yeux, l'énormité des pressions auxquelles seraient soumis tous les corps plongés dans l'air, si ces pressions n'étaient pas sans cesse équilibrées par des pressions contraires.

32. Machine pneumatique de M. Carré. — La machine d'Otto de Guericke présentait de nombreux inconvénients. Elle était d'abord d'un maniement fatigant. Quand on commence à approcher de la limite du vide, le piston, pour s'élever, doit vaincre la pression atmosphérique, c'est-à-dire soulever une colonne de mercure ayant la surface du piston pour section, et une hauteur plus ou moins voisine de 76^c. C'est un poids énorme pour peu que le piston soit large ; si on le prend étroit, le vide est très long à se faire, et sans cesse reculé par les rentrées anormales d'air, que l'imperfection du travail des métaux, au temps d'Otto de Guericke, rendait particulièrement gênantes.

Aussi la pompe d'Otto de Guericke a-t-elle subi de nombreux perfectionnements. Le modèle le plus simple et le plus économique est aujourd'hui la machine de M. Carré, représentée figure 34. La pièce essentielle est le corps de pompe P, long et étroit (fig. 35), dans lequel un piston se meut entre deux glissières sous l'action d'un levier. Ce piston et le bas du corps de pompe portent, comme dans la figure théorique, chacun une soupape s'ouvrant de bas en haut. Mais le perfectionnement essentiel vient de ce que le corps de pompe ne s'ouvre pas librement dans l'air extérieur, dont il est séparé par une troisième soupape *s* très mobile, s'ouvrant aussi de

bas en haut, et noyée dans l'huile, pour plus d'étanchéité.

Les conditions du fonctionnement et les facilités d'emploi sont, de ce fait, notablement améliorés. Pour le bien comprendre, supposons le piston au bas de sa course. Il monte : il entraîne en montant la soupape S″ placée au bas du corps

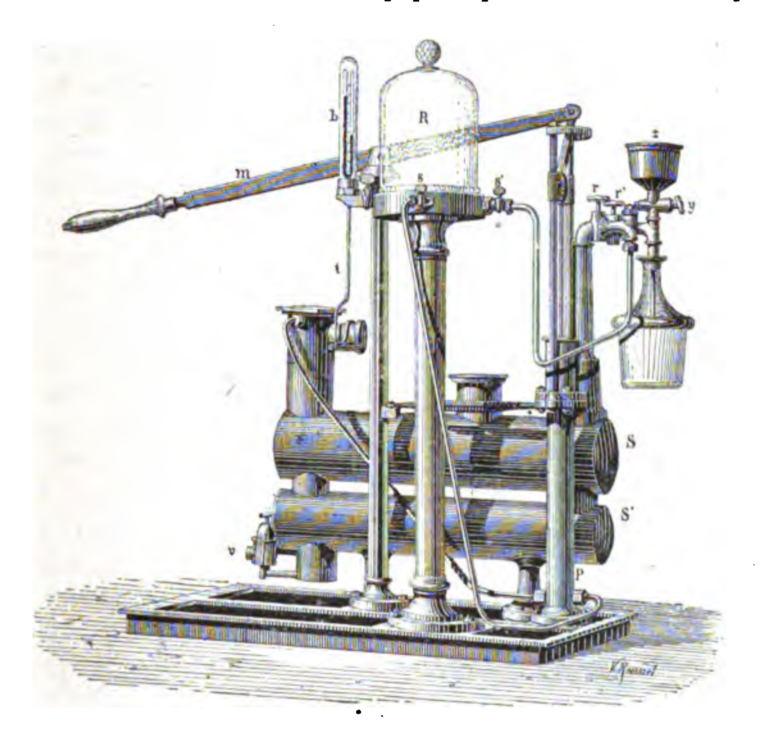


Fig. 34.

de pompe et qu'un butoir transversal arrête à une certaine hauteur au-dessus de son siège; l'air du récipient entre librement dans le corps de pompe. Le piston redescend. Il laisserait alors le vide au-dessus de lui, à raison de l'existence de la troisième soupape. La soupape S′ qu'il contient se soulève, et l'air passe, sans variation sensible de pression, du dessous au dessus du corps de pompe. Si l'air est déjà trop épuisé pour soulever la soupape S′, celle-ci se relève automatiquement, dès que le piston approche de la base du corps

de pompe, parce que sa tige dépasse légèrement la surface de base du piston. Le piston se relève à nouveau. Alors, en même temps qu'il aspire à nouveau par le bas l'air du récipient, il comprime par le haut l'air qui le surmonte et finit par l'expulser dans l'atmosphère. Au besoin il pousse devant lui la soupape S, dont la tête a, comme tout à l'heure, une légère saillie sur la base supérieure du corps de pompe. Le même mécanisme entrant en jeu à chaque coup de piston, on voit d'abord que la partie supérieure du corps de pompe fait en quelque sorte constamment le vide sur la partie inférieure pendant le mouvement de descente, ce qui est surtout utile dans les derniers moments, quand la pression devient très faible. On voit aussi que la communication entre le haut et le bas du corps de pompe se faisant librement pendant le mouvement de descente, la pression est sensiblement la même des deux côtés du piston. On le soulève donc sans difficulté pendant la plus grande partie du parcours. C'est seulement à la fin, quand le vide se fait sous le piston, et quand l'air, peu à peu comprimé au-dessus de ce piston, y prend la pression atmosphérique, qu'il y a à exercer l'effort dont nous parlions plus haut. Mais cet effort reste faible, à cause à la fois de l'étroitesse du corps de pompe et de la longueur du bras

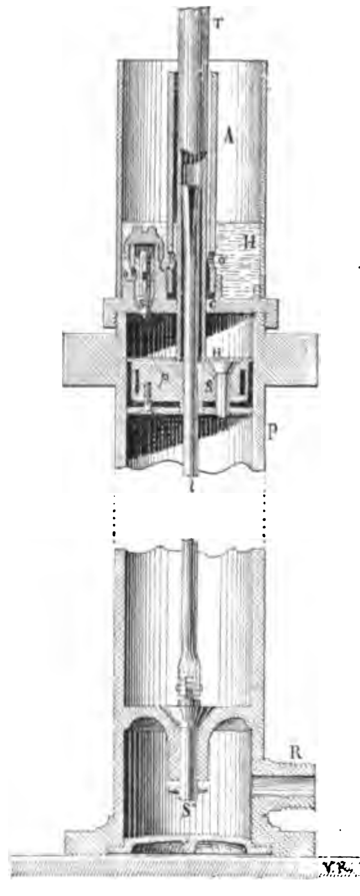


Fig. 35.

de levier, et l'appareil est d'un maniement facile et sûr. L'un des tubes de communication aboutit, par le robinet *s* (fig. 34) à un pas de vis placé au centre d'un plateau de verre rodé qu'on appelle *platine*, et sur lequel on visse ou on applique les vases divers R dans lesquels on veut faire le vide. Le même tube permet de faire simultanément le vide dans l'éprouvette *b* contenant le *baromètre tronqué;* c'est un manomètre à deux branches égales dont l'une, fermée, est remplie, comme un tube barométrique, de mercure qui est maintenu appliqué contre le sommet du tube par la pression de l'air dans l'autre branche ouverte. Quand on fait le vide dans l'éprouvette, on voit, lorsque la pression est devenue assez faible, le mercure descendre dans la branche fermée, monter dans la branche ouverte, et les niveaux s'égaliser d'autant mieux que le vide est plus parfait. On n'arrive jamais à l'égalité absolue des niveaux. Mais les machines Carré ne s'arrêtent qu'à une différence d'un millimètre ou même d'un demi-millimètre. C'est dire qu'elles laissent en moyenne dans le récipient un millième de l'air qu'il contenait.

L'autre tube, aboutissant en *s'* au récipient, communique avec deux vases cylindriques S, S', dont nous verrons l'usage plus tard (110).

33. Pompe de compression. — Le plus commode de ces appareils qui servent à comprimer les gaz est la pompe Golaz, formée d'un corps de pompe long et étroit, et à piston plein. Au bas du corps de pompe sont deux soupapes (fig. 36) : l'une, S, s'ouvre de l'extérieur vers l'intérieur ; l'autre, S', de l'intérieur à l'extérieur. Le fonctionnement de cet appareil est simple. Supposons-le mis par S' en communication avec un récipient résistant, et le piston au bas de sa course. Quand on le relève, la soupape S, très légère, se déplace, et laisse l'air extérieur pénétrer sous une pression qui est à très peu près égale à la pression atmosphérique. Abaissons le piston, la soupape S se ferme sous l'influence du ressort à boudin qui la presse légèrement, et la soupape S' livre passage à l'air du corps de pompe qui est refoulé dans le récipient.

L'augmentation de pression qu'il y apporte est facile à calculer. Soient H la pression de l'atmosphère, V le volume utile du corps de pompe, R le volume du récipient, h la pression que prend dans ce récipient l'air venu du corps de pompe. On a, d'après la loi de Mariotte :

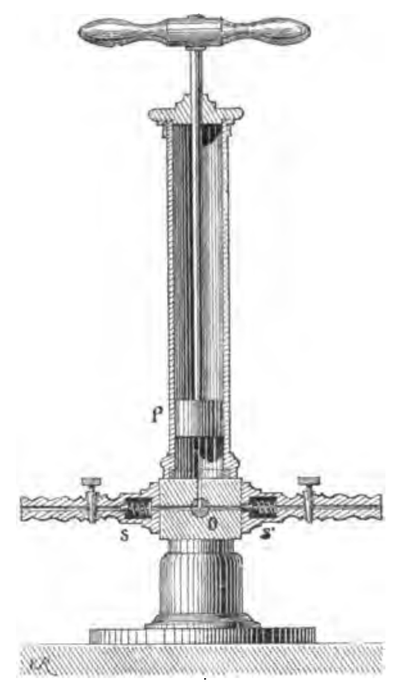


Fig. 36.

$$hR = VH$$

d'où

$$h = H\frac{V}{R}.$$

Cette pression s'ajoute à celle qui existait déjà dans le récipient pour faire la pression totale. Or h est toujours le même à tous les coups de piston. Donc la pression dans le récipient s'accroît à chaque coup de quantités égales, et augmente par suite en progression arithmétique. Elle peut donc devenir très grande. Mais elle pèse alors fortement sur la soupape S', et l'effort qu'il faut faire pour déplacer cette soupape devient bientôt assez grand, malgré les dimensions réduites du piston, pour que la manœuvre à la main de cette pompe soit difficile ou impossible.

34. Mélange des gaz. — Jusqu'ici, dans notre étude de la loi de Mariotte, nous avons supposé que nous agissions sur un gaz homogène ou sur l'air. Nous ne savons pas encore si cette loi s'applique aux gaz mélangés, c'est-à-dire si en amenant plusieurs gaz dans le même récipient, nous avons le droit de faire abstraction de toutes les propriétés individuelles de ces divers gaz pour ne considérer que leurs

volumes et leurs pressions. C'est ce droit que Berthollet nous a donné par une expérience classique. Il remplit deux ballons égaux, à robinet, l'un d'hydrogène, l'autre d'acide carbonique, les deux gaz étant sous la pression atmosphérique. Il les réunit ensuite par les robinets, qui pouvaient se visser l'un sur l'autre (fig. 37), et les porta, l'hydrogène en haut, l'acide carbonique en bas, dans les caves de l'Observatoire, où le sol est bien immobile et la température constante. Après quelques jours, l'équilibre de température étant bien établi, il ouvrit les robinets de communication et laissa l'appareil dans un parfait repos. En les ramenant alors, les robinets fermés, à la température à laquelle ils avaient été remplis, il constata : 1° que la pression à l'intérieur n'avait pas varié; 2° que chacun des ballons contenait un mélange à volumes égaux d'hydrogène et d'acide carbonique, qui étaient exactement mélangés, bien qu'on les ait, à l'origine, superposés dans l'ordre de leurs densités, et que celle de l'hydrogène fût 22 fois plus faible que celle de l'acide carbonique. L'expansibilité des gaz assure donc rapidement leur mélange intime, et, au point de vue de la loi de Mariotte, ils se comportent comme un gaz homogène.

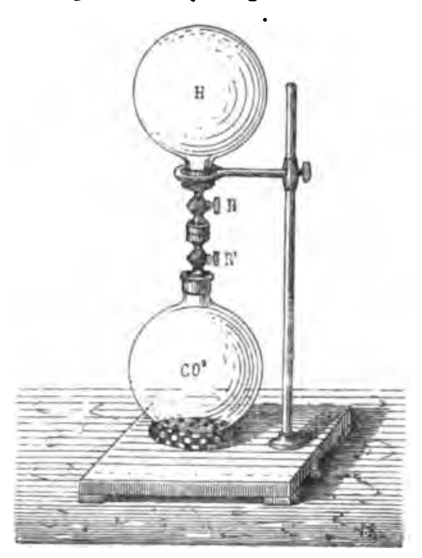


Fig. 37.

On peut, en effet, en leur appliquant cette loi sans tenir compte de leur nature, retrouver la conclusion à laquelle était arrivé expérimentalement Berthollet. Soient V_1 et V_2 les volumes des ballons, qu'il est inutile de supposer égaux, H la pression initiale commune. L'acide carbonique, qui occupait

à l'origine le volume V_1 sous une pression H, occupe à la fin le volume $V_1 + V_2$ sous une pression x telle que

$$x(V_1 + V_2) = V_1 H$$

d'où

$$x = H \frac{V_1}{V_1 + V_2}.$$

On a de même, pour la pression de l'acide carbonique

$$y = H \frac{V_2}{V_1 + V_2}$$

d'où, en admettant que les deux pressions s'ajoutent sans le modifier mutuellement,

$$x + y = H. \left(\frac{V_1}{V_1 + V_2} + \frac{V_2}{V_1 + V_2}\right) = H.$$

C'est précisément ce qu'avait vu Berthollet.

CHAPITRE V

HYDRODYNAMIQUE

Nous avons étudié jusqu'ici les fluides en repos, et nous avons pu établir nettement leurs lois d'équilibre. Quand ils sont en mouvement, les lois qui les régissent sont beaucoup moins faciles à écrire. Une bonne partie des incertitudes de la météorologie provient, nous le verrons, de nos incertitudes et même de notre ignorance sur la mécanique des liquides et des gaz en mouvement. Le sujet est pourtant trop important pour que nous puissions nous dispenser de résumer ici les notions diverses que nous avons sur lui.

35. Principe de Torricelli. — Supposons un vase de la forme de celui que représente la figure 38, dont l'ajutage latéral soit obturé par une plaque métallique très mince, mais assez résistante pourtant pour ne pas fléchir sous la pression du liquide. Cette pression, à l'état de repos, est normale à chacun des éléments

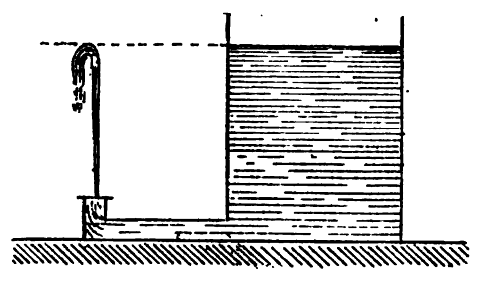


Fig. 38.

de la plaque. Enlevons l'un de ces éléments en pratiquant dans la plaque une petite ouverture, par exemple circulaire. La masse d'eau que retenait cet élément sera lancée de bas en haut, et si elle rencontre devant elle un tube de verre,

soudé à l'ouverture, elle va s'y élever au niveau de l'eau dans le grand vase, que nous supposerons assez grand pour que ce niveau n'ait pas baissé et se maintienne constant.

Si nous appelons h la distance verticale entre la plaque et la surface libre, la molécule qui a passé la première par l'ouverture faite a été soulevée d'une hauteur h. Pour l'amener à ce niveau, il aurait fallu, d'après les lois de la mécanique (§ 8), lui communiquer, de bas en haut, une vitesse $V = \sqrt{2gh}$. Le principe posé par Torricelli consiste à étendre, dans ce cas, au mouvement, les lois établies pour l'état de repos, et à admettre que toutes les particules qui passent par l'ouverture sont précisément lancées de bas en haut avec une vitesse $V = \sqrt{2gh}$, de sorte qu'elles se succèdent les unes aux autres et forment un jet d'eau. Si, de plus, le niveau de l'eau ne baisse pas dans le grand vase, muni par exemple, à cet effet, d'un trop-plein; si enfin, le liquide qui coule ne rencontre en route aucune résistance, ni dans le canal qu'il parcourt, ni dans l'ouverture en *mince paroi* qu'il traverse, ni de la part de l'air, la hauteur à laquelle il parviendra sera précisément h.

L'expérience montre qu'il n'en est jamais ainsi, mais elle montre aussi qu'on approche d'autant plus de ce résultat qu'on s'applique mieux à diminuer les frottements, à réduire la section de l'orifice de sortie par rapport à celle du canal parcouru, de façon que la vitesse dans ce canal soit toujours faible et le frottement négligeable, et qu'on affile davantage les bords de l'ouverture en mince paroi, de façon à supprimer les résistances au point où la vitesse est la plus grande. Il faut aussi incliner un peu le jet, pour empêcher les gouttes qui retombent de gêner l'ascension de celles qui montent.

On peut aussi pratiquer l'orifice en mince paroi sur une paroi verticale. On obtient alors un jet parabolique horizontal (fig. 39), dont la portée ab dépend de la vitesse à l'orifice. En mesurant cette portée, on peut donc trouver la vitesse, et on constate encore ainsi que la loi de Torricelli se vérifie avec une approximation suffisante.

Dans notre manière de l'établir, nous n'avons considéré

que la pression exercée par le liquide sur l'orifice, et nous n'avons pas tenu compte de la différence de pression extérieure sur l'ajutage et sur la surface libre du liquide dans le vase. Tant qu'on opère dans l'atmosphère, et que cette différence de pression ne provient que du poids de la colonne d'air comprise entre les deux niveaux, nous savons (§ 20) qu'elle est négligeable au regard du poids de la colonne liquide. Mais si, par exemple, le liquide est contenu dans un vase clos contenant de l'air comprimé à une pression supérieure de P à la pression atmosphérique (fig. 40), l'ajutage s'ouvrant à l'air, il est clair qu'il n'en serait plus de même et qu'il faudrait, pour ramener les choses à ce qu'elles étaient précédemment, traduire en colonne H du liquide qui s'écoule l'excès de pression P supporté par la surface libre du liquide dans le vase, et supposer que l'eau, au lieu de tomber de la même hauteur h que tout à l'heure, tombe de la hauteur $H + h$. Sa vitesse serait alors égale à $\sqrt{2g(H+h)}$.

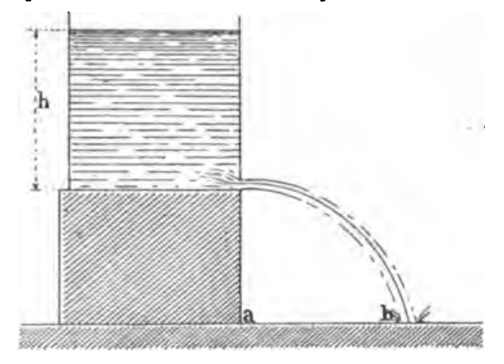


Fig. 39.

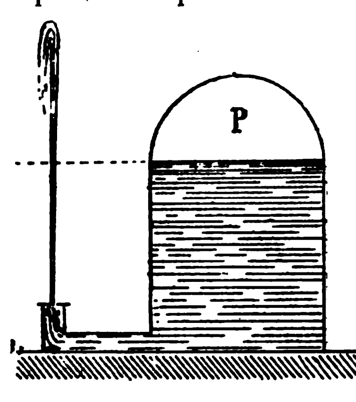


Fig. 40.

La même loi s'applique aux gaz, toujours à la condition d'évaluer la pression d'écoulement en hauteur du gaz qui s'écoule. Faisons, par exemple, passer de l'air dans le vide sous la pression atmosphérique. Sa vitesse sera celle d'un

corps qui tomberait (§ 22) de 8 kilomètres de hauteur environ. Remplaçons cet air par de l'hydrogène. Sa vitesse d'écoulement, dans les mêmes conditions, sera celle d'un corps tombant d'une hauteur quatorze fois et demie plus grande, puisque la densité de l'hydrogène est quatorze fois et demie plus faible que celle de l'air. Les hauteurs de chute h et h' de deux gaz différents, correspondant à une même pression d'écoulement, sont, d'une manière générale, en raison inverse des densités d et d' des deux gaz. On a donc

$$\frac{h}{h'}=\frac{d'}{d}.$$

Or, les vitesses d'écoulement dans le vide étant proportionnelles aux racines carrées des hauteurs de chute, on a aussi

$$\frac{v}{v'}=\frac{\sqrt{2gh}}{\sqrt{2gh'}}=\frac{\sqrt{h}}{\sqrt{h'}}=\frac{\sqrt{d'}}{\sqrt{d}}$$

on voit que ces vitesses sont en raison inverse des racines carrées des densités. Il est d'ailleurs évident que cette loi est générale, et s'applique à des écoulements en mince paroi sous une pression quelconque, qu'il faudrait encore traduire en colonne du gaz qui s'écoule.

L'habitude où on est généralement d'évaluer les pressions des gaz au moyen d'une colonne d'un liquide quelconque, eau ou mercure, conduit, quand il s'agit de questions d'écoulement, à des illusions contre lesquelles la loi précédente permet de se mettre en garde. Une très faible pression apparente peut communiquer à un gaz des vitesses d'écoulement très sensibles; celle qui est produite par un millimètre de mercure sur l'air est en effet celle qui provient d'une hauteur de chute de 10 mètres, le mercure pesant à la surface du sol neviron 10000 fois plus que le même volume d'air. Elle serait donc, d'après la formule, d'environ $4^m,5$ par seconde. De même celle qui est produite par 1 centimètre d'eau serait celle d'une hauteur de chute de $7^m,7$, c'est-à-dire $3^m,9$ par seconde. Nous venons de voir que la vitesse de l'air s'écoulant dans

le vide sous sa propre pression serait voisine de $\sqrt{2g\,8000}$ ou de 400 mètres par seconde.

36. Flacon de Mariotte. — D'après les principes de Torricelli, il faudrait, pour obtenir un écoulement uniforme de l'eau au travers d'un orifice en mince paroi, maintenir h constant, par exemple à l'aide d'un trop-plein, ce qui exige un écoulement d'eau continu. Le vase de Mariotte permet d'arriver au même résultat, ou à peu près, avec un volume d'eau limité. Il se compose d'un flacon (fig. 41), fermé par un bouchon que traverse un tube ouvert aux deux bouts, et portant sur une de ses génératrices verticales les trois orifices en mince paroi o, o', o''.

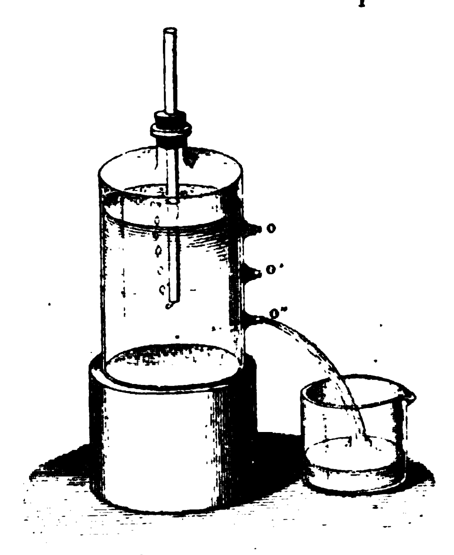


Fig. 41.

Supposons, pour un moment, le flacon plein d'eau, et aussi le tube jusqu'à son orifice supérieur. Débouchons alors l'orifice o. Si nous négligeons, comme nous l'avons fait jusqu'ici, la différence de la pression atmosphérique sur l'orifice et au sommet du tube, on voit qu'il n'y a plus, agissant sur l'orifice, de l'intérieur à l'extérieur, que la pression due à la colonne d'eau de hauteur h qui surmonte cet orifice. Le tube va donc se vider jusqu'à ce que son niveau intérieur soit dans le plan horizontal de l'ouverture en mince paroi.

Ouvrons maintenant l'orifice o' en fermant o. Nous verrons de même le niveau descendre dans le tube jusqu'au niveau de o'. Mais si, refermant o', nous ouvrons o'', et si nous supposons l'extrémité inférieure du tube à une hauteur z au-dessus

du niveau de o'', l'eau, quittant le niveau de o', commencera par descendre; l'air la suivra d'abord, mais il ne pourra plus, comme tout à l'heure, atteindre le niveau de o'', car sitôt qu'il ne sera plus maintenu par les parois du tube, il montera sous forme de bulles à la partie supérieure du flacon. La pression atmosphérique continuera donc à s'exercer d'une façon continue au bas du tube; la hauteur z d'écoulement restera constante, et par suite la vitesse.

Pratiquement, on remarque, dans la veine liquide qui s'échappe du flacon, des oscillations en rapport rythmique marqué avec le dégagement des bulles d'air au bas du tube, et dues aux variations de niveau de la calotte inférieure de ces bulles d'air, qui grossissent avant de se détacher de l'extrémité du tube, et font subir de légères variations de niveau au plan sur lequel s'exerce la pression atmosphérique. La rentrée des bulles d'air n'étant pas exactement périodique, ces oscillations diminuent un peu la régularité du phénomène, mais lui en laissent assez pour que le flacon de Mariotte soit devenu un appareil usuel, donnant un écoulement à peu près constant tant que le liquide n'a pas atteint l'orifice inférieur du tube, car il est clair qu'au-dessous de ce niveau, l'écoulement se fait comme si le vase s'ouvrait librement dans l'air.

37. Siphon. — Le siphon est aussi un instrument très usuel, dans la théorie duquel est visé le principe de Torricelli, mais d'une façon beaucoup moins nette que dans le flacon de Mariotte. Il se compose d'un tube à deux branches égales ou inégales, dont l'une plonge dans le liquide qu'il s'agit de faire passer par-dessus les bords du vase qui le contient pour l'amener à un niveau *inférieur*. On y arrive en *amorçant* le siphon, c'est-à-dire en le remplissant de liquide, soit par aspiration, soit autrement. Supposons-le dans cet état (fig. 42), et admettons pour un instant que l'un de ses éléments *ab*, soit remplacé par une cloison de baudruche collée au tube sur ses bords, assez flexible pour montrer le jeu des pressions sur ses deux faces, assez solide pour ne pas y céder. Il nous est facile, l'équilibre existant alors dans le tube, de

chercher quelles sont les pressions des deux côtés de cette membrane. Du côté gauche, la pression sur la surface libre est la pression atmosphérique H que nous supposons évaluée en colonne d'eau. A mesure qu'on élève dans le siphon, cette pression diminue, à cause des tranches liquides qu'on laisse au-dessous de soi, et en *ab*, elle est devenue $H - h$. Elle s'exerce évidemment de gauche à droite. De droite à gauche, on a de même une pression $H - (h + h')$. Ces deux pressions sont inégales et ont évidemment une résultante, dirigée de gauche à droite et égale à h', c'est-à-dire égale à la différence de niveau du liquide dans les deux vases. Notre membrane supportera donc, de gauche à droite, une pression h', et si on la suppose enlevée, le liquide s'écoulera dans le tube avec une vitesse $v = \sqrt{2gh'}$, constante si on maintient constante la différence de niveau.

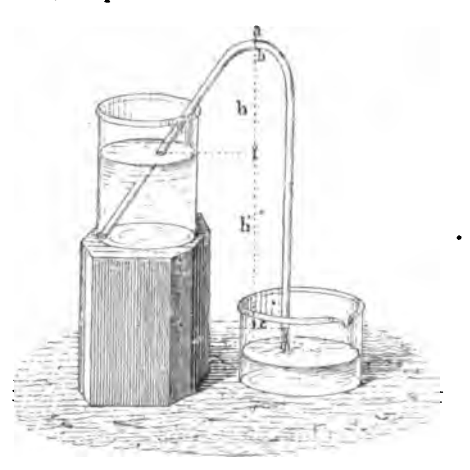


Fig. 42.

Dans la pratique, le siphon amorcé donne en effet un écoulement d'autant plus rapide que la différence de niveau est plus grande. On est sûr, d'un autre côté, que, conformément à notre explication, c'est bien la pression atmosphérique qui intervient, car on ne peut pas siphonner du mercure avec un siphon dont les branches ont plus de 76 centimètres, ou de l'eau en la faisant monter à plus de 10 mètres au-dessus de son niveau supérieur. On ne peut même pas siphonner de l'eau bouillante à la pression ordinaire, parce que la pression de cette eau diminue quand elle s'élève dans le tube, et cette diminution amène une production de vapeur qui rompt la continuité de la colonne. Mais il ne faudrait ni considérer comme très exacte la valeur de la vitesse donnée

ci-dessus, ni songer à se servir du siphon pour vérifier le principe de Torricelli, attendu que nous avons ici, non pas un orifice en mince paroi, mais un tube long par rapport à son diamètre, et sur les parois duquel se produisent des frottements d'autant plus grands que le liquide va plus vite.

Ce cas de l'écoulement en mince paroi est en quelque sorte un phénomène théorique, très difficilement réalisable, exprès imaginé pour éliminer du raisonnement les questions de frottement sur lesquelles on a peu de renseignements précis. Grâce à cette suppression, on est arrivé à une formule simple, mais cette formule, en revanche, est quasi sans emploi quand il s'agit d'étudier les lois de la circulation de l'eau dans les canaux, les rivières, les fentes du sol, les masses sableuses ou autres qui sont perméables à l'eau. Cette question étant de celles que la météorologie doit envisager à propos de la pénétration des pluies, nous n'en dirons que ce qui est le mieux connu, et est destiné à nous être le plus utile.

38. Phénomènes d'adhésion moléculaire.—Lorsqu'on plonge un solide dans un liquide, il se produit en général entre eux une adhérence. Le solide ressort couvert d'une couche liquide qu'il semble, au premier abord, très facile d'en détacher, mais qui, en réalité, lui est fortement adhérente, résiste quand on la secoue même énergiquement, et ne peut, en réalité, en être détachée que par deux moyens : en la laissant s'évaporer, c'est-à-dire en mettant en jeu cette force énorme qui fait qu'un liquide émet des vapeurs, quelle que soit la pression qu'on exerce sur lui, ou en essuyant, c'est-à-dire en mettant en jeu une force d'adhérence plus grande, celle du linge ou du papier buvard. Cette force d'adhésion est en effet variable pour un même liquide avec les divers solides, et pour un même solide avec les divers liquides. M. Chevreul a montré que du kaolin imbibé d'huile et plongé dans l'eau s'imbibe d'eau et laisse remonter l'huile, tandis que de la terre à foulon imbibée d'eau happe l'huile.

L'adhérence des solides pour l'eau est en général telle, que lorsqu'un solide a été mouillé, il est tapissé d'une cou-

che liquide très adhérente. Lorsqu'un tube sert à la circulation de l'eau, il n'y a pas, en réalité, frottement du liquide sur le solide, mais du liquide sur la couche collée à sa paroi, et qui se trouve, par suite, douée à la fois des propriétés des solides, eu égard à son immobilité, et de celle des liquides, eu égard aux frottements qu'exercent sur elle les couches mobiles, et qui seraient certainement plus grands s'il y avait frottement entre liquide et solide.

39. Viscosité des liquides et des gaz. — Nous avons admis, en hydrostatique, que les frottements d'un liquide sur lui-même étaient nuls. En réalité, il n'en est pas ainsi, et les liquides sont plus ou moins visqueux. Tout mouvement provoqué dans leur intérieur et encore plus à leur surface, n'est pas borné aux molécules directement intéressées par la force agissante, mais s'étend par voie de communication latérale à des régions qui semblaient ne pas devoir y prendre part; tout effort exercé en un certain point se diffuse comme chez les solides (§ 11) jusqu'à une certaine distance. On le montre par les expériences suivantes.

A la surface de l'eau parfaitement tranquille d'une large éprouvette à pied, on fait tomber quelques fragments imperceptibles de carmin d'indigo ou d'une autre matière colorante soluble dans l'eau. Chacune de ces parcelles, retenue quelque temps à la surface par un phénomène de capillarité, y donne naissance à une fine gouttelette colorée, un peu plus lourde que l'eau, qui, au lieu de tomber au fond du vase en droite ligne, en laissant derrière elle une traînée à peine colorée, s'y développe en couronnes élégantes animées d'un mouvement tourbillonnaire, et qui vont en s'élargissant de plus en plus. Chacune d'elles reste en outre unie à son point de départ par une surface conique ondulée, qui forme en quelque sorte l'enveloppe des positions et des développements graduels de la couronne, et l'ensemble constitue une coupe renversée du plus bel effet. Avec une goutte d'une solution faiblement concentrée de fluorescéine qu'on fait arriver doucement à la surface de l'eau, on voit tout de suite, si celle-

ci est bien tranquille, se dérouler un anneau fluorescent qui descend en s'élargissant et en donnant lui-même naissance à une végétation d'anneaux secondaires. On voit qu'il y a eu ici communication latérale de mouvement, tout à fait analogue aux phénomènes que détermine la pénétration d'un objet dans du sirop de sucre, et qui se traduisent par les ondes qu'on y remarque. Il y a donc dans les liquides une certaine viscosité, plus faible dans l'éther que dans l'eau, dans l'eau que dans l'huile, toujours très petite, et c'est pour cela que les mouvements tourbillonnaires persistent, mais toujours sensible, et c'est pour cela qu'ils prennent naissance.

Il en est de même dans les gaz. La formation des anneaux liquides que nous venons de signaler a tout à fait son équivalent dans la production des *couronnes* par les bulles d'hydrogène phosphoré s'enflammant dans l'air, ou des couronnes de vapeur que, pendant les temps calmes, on voit sortir par la cheminée d'une machine à vapeur. On peut éteindre une bougie en la plaçant derrière une bouteille sur laquelle on souffle, et cela par suite d'un entraînement latéral d'air dû à un phénomène de viscosité. Rien ne met mieux en évidence cette viscosité que les spires et les volutes capricieuses de la fumée d'une cigarette dans un air tranquille, dans lequel elle s'étire et se contourne à la façon d'un gaz pâteux.

Il se fait des adhérences de même nature entre les solides et les gaz. Le verre se couvre à l'air d'une couche gazeuse invisible, mais fortement adhérente, qui ne disparaît pas de la surface d'un ballon de verre quand on le remplit d'eau, qui ne s'élimine que peu à peu avec la vapeur quand le liquide est porté à l'ébullition, et qu'on ne détache qu'en allant décaper la surface du verre avec un acide puissant, comme l'acide sulfurique. Avec les corps poreux, ces phénomènes de teinture superficielle deviennent des phénomènes d'imprégnation gazeuse que nous retrouverons bientôt.

Avec les gaz, on retrouve encore des phénomènes analogues. Qu'on fasse arriver doucement à la surface d'un fragment de drap tenu horizontal, un peu de fumée de cigarette, on la verra s'étaler à la surface malgré sa tendance à

s'élever, et s'y immobiliser quelque temps, grâce à l'adhérence du gaz pour le solide et pour lui-même. C'est par suite de cette espèce de solidarité qui s'établit entre les corps pelucheux et les gaz, que les plumes, les édredons, la laine, les tissus même peu serrés sont une protection si puissante contre les pertes de chaleur. Ils servent de réseau à un matelas d'air qu'ils maintiennent presque immobile, et une partie de l'effet refroidissant des toiles métalliques doit être attribué à des phénomènes de même nature.

40. Imprégnation des solides par les liquides et les gaz. — Grâce à ce double phénomène de l'adhérence du liquide pour lui-même et pour le solide, on peut tenir un liquide suspendu, et soustrait en apparence aux lois de la pesanteur, en imbibant avec ce liquide un corps poreux, tel qu'une éponge, ou, mieux encore, une masse de terre ou de sable siliceux. En mettant dans un entonnoir du sable siliceux, qu'on peut prendre assez gros, on peut verser du liquide dans l'entonnoir, même en quantité assez grande, en ayant soin seulement de laisser au sable le temps de bien s'humecter, sans qu'il coule rien par la partie inférieure. On arrive ainsi à un équilibre très stable, correspondant à la dose maximum d'eau que le sable peut retenir. Si alors on verse, à la partie supérieure de la masse, de l'eau goutte à goutte, on voit, pour chaque goutte introduite, une goutte égale se détacher instantanément de la partie inférieure. Au point de vue de la transmission des pressions, la masse se comporte comme si elle était liquide, mais le liquide qu'elle contient est comme solidifié vis-à-vis de la pesanteur.

41. Changement de composition sur la surface de contact d'un liquide et d'un solide. — C'est ici que vient se placer un autre phénomène qui a son importance. Employons, au lieu d'eau, pour humecter le sable, dans l'expérience de tout à l'heure, une solution titrée, par exemple à 1 p. 100, d'une substance organique ou minérale quelconque, et comme il s'agit d'observer des actions de parois, multiplions-les

en prenant du sable fin ou même un corps poreux réduit en poudre, par exemple de la poudre de charbon. Quand la masse sera saturée de la solution, versons-en quelques gouttes de plus à sa surface. Nous verrons couler au bas de l'entonnoir une quantité de liquide égale, mais, presque toujours, la composition centésimale du liquide ainsi recueilli ne sera pas la même que celle de la liqueur initiale. Tantôt la concentration sera plus grande, parce que l'adhésion du solide pour le dissolvant sera plus forte que pour la substance dissoute; le plus souvent elle sera plus faible, parce que le solide aura retenu la substance en solution en plus grande proportion que l'eau, et la couche liquide adhérente à sa surface sera par conséquent plus concentrée que la liqueur qui aura servi à l'humectation.

Un solide mis en contact avec une substance dissoute exerce donc aussi sur elle une certaine attraction. La terre arable, en particulier, mélange de substances chimiques très diverses, exerce sur les eaux qui la pénètrent et la parcourent des phénomènes de sélection et de purification tels, que beaucoup de matières fertilisantes (potasse, ammoniaque, matériaux organiques) sont retenues dans les couches supérieures du sol, et que les eaux les plus impures à la surface, lorsqu'elles ont subi sur une certaine profondeur cette filtration capillaire, deviennent à peu près absolument exemptes de matières organiques, et ne contiennent, en fait de substances dissoutes, que celles qu'elles ont disputées victorieusement à la terre (chlorures, nitrates, sels de soude), ou qu'elles ont empruntées aux parois des roches avec lesquelles elles ont été en contact.

42. Adhésion des solides pour les corps en suspension dans l'eau. — Cette attraction à distance, que la paroi d'un méat capillaire exerce sur le liquide contenu dans le méat, s'exerce aussi sur les substances en suspension. C'est ce dont témoignent l'effet des filtres en papier, des filtres industriels, l'emploi très ancien du charbon pour la purification de certains liquides, etc. Il ne faudrait pas croire, en effet, que si tous ces appareils clarifient les liquides

jette, c'est que la dimension de leurs méats capillaires est inférieure à celle des corps qu'ils arrêtent, et que ceux-ci sont en quelque sorte retenus mécaniquement comme des grains de blé sur un crible ou de la salade dans un panier. En examinant au microscope, à un faible grossissement, du papier à filtre imbibé d'eau, on voit que les filaments qui le constituent, tout en étant fortement enchevêtrés, laissent pourtant entre eux des *jours*, des conduits irréguliers, dont la dimension est au moins d'une centaine de fois supérieure à celle des plus fins éléments d'un précipité de sulfate de baryte ou d'oxalate de chaux que ce papier peut retenir. Dans ces jours s'entrecroisent lâchement des filaments plus ténus, provenant des fibres du coton, mais entre ces filaments, il y a encore de larges passages ouverts aux molécules de sulfate de baryte, que celui-ci traverse en effet au début de la filtration.

Si on regarde de nouveau ce papier quand il a rempli son rôle de filtre, surtout si c'est au commencement de la filtration et s'il est peu chargé, on constate que ses filaments sont couverts d'un dépôt adhérent et encore pulvérulent, d'une véritable gaîne de sulfate de baryte ou d'oxalate de chaux, qui a été ainsi appelé à distance et séparé du liquide par un phénomène d'attraction et d'adhésion moléculaire, tout à fait analogue à celui qui fixe sur un tissu la matière colorante d'un bain de teinture. Ces manchons qui entourent les filaments grossissent peu à peu, forment des amas et finissent, en se reliant les uns aux autres, par boucher les pores du papier, mais il n'en est pas moins certain qu'à l'origine l'action dont résulte la filtration a commencé par s'exercer à distance, entre le coton du papier et le sulfate de baryte en suspension. Elle s'exerce ensuite, du reste, entre le sulfate de baryte flottant et le sulfate de baryte arrêté, et ce n'est tout à fait qu'à la fin, quand les pores commencent à se boucher, qu'on a le droit d'y voir une action mécanique analogue à celle du crible. Mais il n'y a aucune raison pour croire qu'à la fin, les choses se passent autrement qu'au commencement.

Si on augmente l'épaisseur du filtre traversé par le liquide, ou si, ce qui revient au même, on diminue suffisamment la dimension des espaces capillaires traversés par l'eau, on augmente les chances de rapprochement dont peut résulter l'attraction adhésive, et on arrive à dépouiller un liquide de tout ce qu'il renferme en suspension. C'est ainsi que le filtre Chamberland, formé d'argile poreuse cuite avec des soins particuliers, peut arrêter au passage les germes d'infusoires les plus petits que l'eau contienne, et dont quelques-uns ont une dimension certainement inférieure à 1/2 000 de millimètre. Les canaux poreux dont est percé le filtre sont au moins cent fois plus grands.

On prouve par l'expérience cette attraction d'un solide pour les corpuscules en suspension dans le liquide qui le baigne, en faisant couler dans un tube étroit, mais non capillaire, de l'eau tenant en suspension de l'oxalate de chaux qu'on remplace ensuite par de l'eau pure. Quand celle-ci coule limpide, on a le droit de croire que le tube est propre. Il y a pourtant, collée contre la paroi, une certaine quantité d'oxalate de chaux maintenu par adhésion. Pour l'entraîner, on n'a qu'à interrompre le courant d'eau pure par une bulle d'air qui change, comme nous le verrons bientôt, le jeu des attractions moléculaires, et ramone le tube en poussant le précipité devant elle.

43. Adhésion des liquides pour les gaz. — Des phénomènes tout pareils se produisent entre les solides et les gaz. Nous avons dit que tout corps solide plongé dans l'air se couvre d'une gaîne gazeuse quelquefois très adhérente, et très difficile à séparer; avec les corps poreux, le fait est encore plus marqué et plus facile à mettre en évidence. Le charbon, la mousse de platine, condensent les gaz avec lesquels on les met en contact, et exercent dans un mélange de gaz des actions électives toutes pareilles à celles que nous venons d'étudier. Avec la mousse de platine, la condensation du gaz peut même être assez rapide pour faire rougir la masse solide (dont la chaleur spécifique est il est

vrai faible), surtout si à l'action physique de la condensation, on joint une action chimique de combinaison. On fait l'expérience d'une façon simple et inoffensive en attachant un fragment de mousse de platine, au moyen d'un fil de platine, à un tube de verre qu'on plante par son autre extrémité (fig. 43) dans un disque de liège qui permette au tout de flotter sur l'eau. Au-dessus de ce flotteur on enfonce une cloche dans laquelle on a mélangé environ 100 vol. d'hydrogène et 200 vol. d'air. On voit, sitôt la cloche plongée dans l'eau, cette eau monter, et le platine rougir dans le mélange, qui ne fait jamais explosion ou ne donne qu'une explosion sans aucun danger.

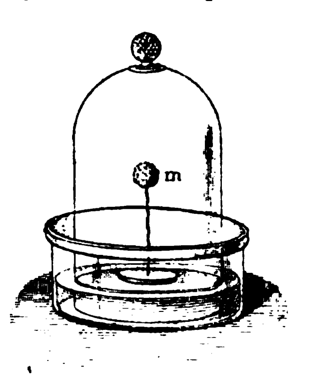


Fig. .

Enfin, il n'est pas jusqu'à cette attraction à distance du solide pour le solide que nous ne rencontrions dans les gaz. On peut débarrasser une masse d'air de la plus grande partie des poussières qu'elle contient en la faisant circuler entre des cloisons rapprochées, disposées en *chicanes*, et cela assez vite pour qu'on ne puisse pas arguer des effets du dépôt naturel des poussières dans un air en repos. L'expérience journalière des laboratoires de bactériologie montre du reste que la ouate, même lâche, arrête au passage les germes minuscules de l'air, par une action évidemment analogue à celle que nous venons d'étudier à propos du papier à filtrer.

44. Circulation des liquides dans les espaces capillaires. — Avec toutes ces notions, nous voyons que lorsqu'un liquide circule dans un canal ou un tube, il entre en jeu une série de phénomènes assez compliqués. Une portion non renouvelée du liquide s'immobilise le long des parois du canal, et c'est sur elle que glissent et frottent les couches mobiles ; à raison de la viscosité de tous les liquides,

la vitesse, qui est nulle au contact de la paroi, ne peut pas faire autrement que de croître par degrés insensibles à partir de la paroi jusqu'à une certaine distance très petite, pour laquelle on peut la considérer comme constante. La distance à laquelle s'étend cette action retardatrice des parois est variable avec la vitesse, avec la nature du liquide, même avec la nature des substances qu'il tient en solution; mais elle est toujours faible, et si, comme cela a lieu d'ordinaire, la vitesse de l'eau dans un fleuve ou une rivière est plus grande au milieu du courant que sur les bords, c'est qu'il entre en jeu des questions de fond et d'obstacles créant des résistances et produisant des remous, toutes questions n'ayant rien à faire avec les actions de paroi que nous étudions maintenant.

Pour arriver à les bien connaître, il faut donc les débarrasser de ce qui, à leur égard, est une perturbation, de l'action des couches qui circulent à une certaine distance des parois. Il n'y a pour cela qu'à faire couler les liquides dans des tubes capillaires, de diamètre assez fin pour que l'action des parois s'exerce jusque sur les filets liquides circulant dans l'axe des tubes. Dans ces conditions, les résistances le long des parois, et l'intervention de la viscosité des liquides, font rapidement équilibre, pour peu que le tube soit long ou étroit, à l'action constante de la force motrice, la pesanteur. Le mouvement du liquide dans le tube devient uniforme, et on peut chercher comment la *dépense*, c'est-à-dire la quantité de liquide débitée par minute ou par seconde, varie avec la pression d'écoulement, le diamètre du tube et sa longueur. M. Poiseuille a trouvé que, dans ces conditions, la dépense est proportionnelle à la pression, à la 4e puissance du diamètre du tube, et en raison inverse de sa longueur. On a donc $d = k\frac{HD^4}{L}$, en appelant k une constante dans laquelle se trouve encore confondu tout ce qui est relatif à la nature du liquide, à sa composition, à sa température, etc.

On a le droit de considérer comme très éloignée des conditions de la pratique cette circulation des liquides dans des

tubes capillaires réguliers, mais j'ai trouvé de mon côté que les lois de Poiseuille s'appliquent encore à la circulation à travers les corps poreux, les membranes perméables, et partout où leur vérification est possible. On a donc le droit de faire fond sur elles.

45. Conséquences. — Il résulte de cet ensemble de faits un certain nombre de conclusions.

Supposons un tube à deux branches (fig. 44), rempli de sable fin à des niveaux différents ou au même niveau. Versons de l'eau dans une des branches. La pénétration du sable va se faire lentement, mais régulièrement, si le sable est homogène. Tant que la pression hydrostatique, mesurée sans tenir compte du sable, sera plus grande d'un côté que de l'autre, il y aura mouvement, et le repos n'arrivera que lorsque la masse sableuse étant immergée, les niveaux libres seront les mêmes dans les deux branches. *La présence du sable aura retardé le moment de l'équilibre, mais n'en aura pas modifié les lois.*

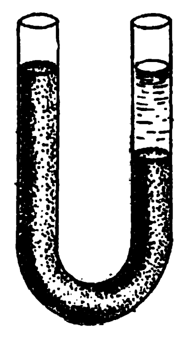


Fig. 44.

Si on maintient l'eau d'une des branches à un niveau constant, et si on perce une ouverture dans l'autre, à un niveau quelconque, dans l'eau ou dans le sable, à la condition que ce niveau soit inférieur au premier, on aura un écoulement continu et régulier, se faisant avec une vitesse inférieure à celle que donnerait la formule de Torricelli, et se rapprochant d'autant plus de la formule de Poiseuille que les méats capillaires au travers desquels l'eau circule seront plus fins par rapport à leur longueur. Tout se passe donc comme si la masse de sable interposée agissait comme un vase de Mariotte, régularisant l'écoulement, mais amenant une perte de charge d'autant plus grande que l'épaisseur de la couche sableuse traversée est plus grande, et le diamètre moyen de ses pores plus petit.

C'est ce qu'on observe dans les *puits artésiens*, qui permet-

tent de retrouver sous le sol, à une profondeur variable, les eaux infiltrées à un niveau supérieur. Dans un *puits mort*, ces eaux remonteraient au niveau d'où elles sont parties. Dans un puits comme celui de Grenelle, elles jaillissent, mais avec une perte de charge. Leur composition est, du reste, toute différente de ce qu'elle était au départ.

Reprenons notre tube à deux branches de tout à l'heure, mais supposons qu'il n'y a du sable que dans l'une d'elles, nous pourrons toujours nous arranger pour qu'aucune portion de l'eau que nous verserons sur ce sable ne vienne dans l'autre branche, et que tout reste à l'état de suspension apparente dans le sable humecté. Ce sera une autre forme de l'expérience du sable dans un entonnoir que nous avons faite tout à l'heure. La couche arable peut donc ainsi retenir, en opposition apparente avec les lois de la pesanteur, et partout où elle est assez fine et ne présente pas de fissures, des quantités d'eau considérables qui servent aux besoins actuels de la végétation. Si les fissures sont trop larges pour que l'action du solide puisse se faire sentir jusqu'aux portions centrales du liquide qu'elles contiennent, l'adhésion restera bornée aux portions voisines des parois, il se fera ailleurs des canaux et des fissures, et le restant du liquide s'écoulera avec lenteur. C'est lui qui finit par former les sources *pérennes*.

Nous pouvons donner à cette seconde expérience une autre forme plus instructive, et qui va nous amener sur un terrain nouveau. Versons peu à peu de l'eau dans celle des branches de notre tube qui ne renferme pas de sable : nous verrons peu à peu cette eau disparaître, amenée par succion dans la couche de sable qui la surmonte, et qui, si elle est assez fine et pas trop haute, en contiendra autant, quand elle cessera de l'aspirer, que lorsqu'on l'arrosait directement. Une terre sèche, humectée par le bas, peut donc s'imbiber de bas en haut. Mais ici les forces qui entrent en jeu, tout en restant celles que nous avons envisagées, produisent des effets dont l'étude est depuis longtemps faite à part, sous le nom de *Capillarité*.

46. Actions capillaires. — Pour les bien étudier, nous allons refaire l'expérience qui précède sous une forme beaucoup plus simple. Prenons un tube de la dimension de ceux qui servent à construire les thermomètres, bien propre à l'intérieur et bien sec. Plongeons-le dans l'eau. Nous verrons le liquide être aspiré par les parois intérieures, et s'élever rapidement d'abord, plus lentement ensuite, vers un certain niveau qu'il ne dépasse pas (fig. 45), et qu'il est même quelquefois très lent à atteindre, mais qu'il atteint toujours. Aspirons-le un instant par l'orifice supérieur du tube, de façon à le faire monter au-dessus de ce niveau, nous l'y verrons redescendre aussitôt qu'il sera abandonné à lui-même. Dans l'ascension, les parois intérieures du tube se sont mouillées peu à peu par attractions successives, et, dans la descente, elles restent mouillées, par adhésion, de la couche liquide, d'épaisseur insensible, que nous connaissons déjà. Mais ce que nous découvrons ici, c'est qu'il peut y avoir simultanément ascension du liquide dans le tube, c'est-à-dire action directe ou indirecte, nous ne savons pas encore, du solide sur une quantité de liquide beaucoup plus grande que celle qui est immobilisée sur les parois. Nous pouvons évidemment de suite rattacher à des actions de même nature les ménisques soulevés à l'extérieur du tube, tout le long de la ligne de contact avec l'eau, et, d'une manière générale, toutes les déformations de surfaces qu'on observe au contact des liquides et des solides.

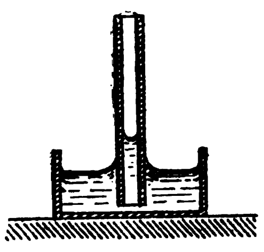


Fig. 45.

Ce phénomène et tous les phénomènes analogues tiennent à l'existence, à la surface de la couche liquide qui tapisse le tube, et en général sur toutes les surfaces liquides exposées à l'air ou au contact d'un liquide différent, d'une pellicule invisible, mais comparable, pour ses propriétés, à une membrane mince de caoutchouc tendue, contractile, visant toujours à occuper la moindre surface possible, et se



reformant immédiatement, lorsqu'elle se brise, par l'arrivée à l'air des couches liquides qu'elle recouvrait.

C'est cette pellicule, à l'état de tension, qui arrondit dans l'air les fins globules de mercure et les gouttes d'eau d'un jet d'eau (fig. 46), ou encore les gouttes d'huile en suspension dans l'eau, le tout par un mécanisme analogue à celui qui préside au gonflement sphérique des ballons de caoutchouc. Qu'on gonfle un de ces ballons avec de l'eau, on aura une image fidèle, mais agrandie, d'une goutte d'eau, avec une différence pourtant, c'est que, dans ce ballon, la couche rétractile n'est pas de l'eau, tandis que dans la goutte, elle ne se différencie de l'eau ordinaire par aucun caractère chimique. Les caractères physiques sont seuls modifiés, en vertu du jeu des forces moléculaires. Elle est encore liquide pour les efforts exercés perpendiculairement à sa surface, c'est-à-dire qu'elle ne présente vis-à-vis d'eux aucune résistance, et se laisse facilement pénétrer. Mais, dans le sens transversal, elle est le siège d'une tension, peut résister, sans se briser, à une

Fig. 46.

Photographie d'un jet mince de liquide qui se résout en gouttes, par M. Izarn.

Le jet, continu à la partie supérieure, mais portant déjà des renflements qui témoignent qu'il est animé d'un mouvement vibratoire, finit par se résoudre en gouttes isolées qui courent les unes après les autres. La ligne brillante qui les coupe en deux sur toute la hauteur de la figure est due à un *effet de lentille,* produit par chaque goutte sur le fond lumineux sur lequel elle se projette. On voit que chacune de ces gouttes, au moment où elle se détache de la veine, a un mouvement vibratoire qui la fait s'allonger et s'aplatir successivement jusqu'au moment où elle devient à peu près sphérique. On voit aussi que chacune des grosses gouttes est suivie d'une petite animée aussi d'un mouvement rythmique. A l'origine, la petite goutte est placée exactement à moitié distance entre deux grosses; mais la résistance de l'air la retarde davantage que la grosse goutte qui la suit, et qui, se rapprochant peu à peu d'elle, finit par la happer au passage. Nous aurons à rappeler ce fait quand nous parlerons de la pluie.

certaine force, et, lorsqu'elle se brise, elle laisse à nu une couche liquide, primitivement enfoncée dans les profondeurs du liquide, et à la surface de laquelle cette membrane reparaît, de sorte que tout se passe comme si cette membrane était permanente, et avait la propriété de revêtir instantanément les surfaces qui, cessant d'être au contact avec une autre surface du même liquide, viennent au contact de l'air.

A cette première différence, il faut en ajouter une autre. La tension d'une membrane de caoutchouc augmente à mesure qu'augmente la surface qu'on la force d'occuper. La tension de la couche contractile qui recouvre les liquides est constante, et indépendante de la surface. Quand on essaie de l'augmenter, la couche se brise, et laisse à nu une surface nouvelle sur laquelle reparaît la couche contractile avec sa tension régulière. Si la surface diminue, une partie des couches de la surface s'enfonce au-dessous, y perd toute tension, et celles qui restent à la surface conservent la leur sans changement.

Une expérience bien simple montre l'existence de cette membrane superficielle. Saupoudrons de sable fin la surface du mercure d'une éprouvette profonde, et enfonçons-y alors une baguette de verre un peu longue ; nous verrons, à mesure qu'elle s'enfoncera, le sable pénétrer dans les profondeurs, comme s'il était porté par une membrane solide que le tube enfoncerait avec lui. Cette membrane, il est vrai, se rompt fréquemment, ainsi que le montrent les arrêts irréguliers et les solutions de continuité dans l'entraînement du sable, mais, à peine rompue, elle se reforme et le sable reprend son mouvement. Quand il a tout disparu, on le voit reparaître tout entier en soulevant la baguette. On peut, avec une baguette de verre bien suiffée, reproduire cette expérience sur de l'eau saupoudrée de lycopode.

Cette membrane élastique est très mince, si bien que, dans une lamelle ou une bulle de savon, il y en a deux, posées dos à dos, chacune en contact avec de l'air, manifestant leurs propriétés tant que l'épaisseur de la lamelle est suffisante, se rompant et disparaissant quand elle devient

trop faible. C'est avec ces lamelles, qui suppriment en quelque sorte le liquide sous-jacent, que se manifeste le mieux, en apparence, l'existence de cette *tension* superficielle que nous étudions. On doit à M. Van der Mensbrugghe une expérience qui en montre bien clairement l'existence et les propriétés. Avec un anneau de fil de fer (fig. 47), plongé dans de l'eau de savon, on obtient une lamelle liquide remplissant l'anneau, sur laquelle on laisse tomber un fil de cocon noué à ses extrémités, de façon à former un fil continu qui, sur la lamelle, prend une forme quelconque *b*. On crève, à l'intérieur de cette boucle, la lamelle d'eau de savon, et on voit aussitôt le fil se tendre et prendre une forme circulaire parfaite *b'*, sous l'influence de la tension régulière à laquelle il est soumis sur tout son bord extérieur. Attaché en *a* au pourtour du cadre, le fil, dont le contour est d'abord irrégulier, se tend de même en arc de cercle *a'*, quand on brise la lamelle entre lui et le cadre.

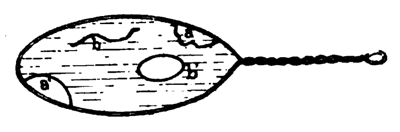


Fig. 47.

47. Tension superficielle. — Pour définir cette tension, nous allons encore revenir à la comparaison avec une membrane de caoutchouc. Si, sur cette membrane tendue, on pratique, à l'aide de la pointe d'un canif, une boutonnière de 1 millimètre de longueur, il faudra répartir uniformément sur les bords de la fente, pour les maintenir au contact, des forces dont la somme par millimètre de longueur représentera évidemment la tension de la membrane. De même pour la tension superficielle des liquides. Des mesures, dans le détail desquelles il est inutile d'entrer ici, ont donné les nombres de milligrammes suivants pour la tension superficielle de l'eau et de divers liquides, par millimètre de longueur :

Eau.	7,5	Chloroforme. . .	2,8
Glycérine	7,2	Alcool.	2,5
Huile d'olives . .	3,6	Éther	1,7

Revenons maintenant aux tubes capillaires plongés dans l'eau par leur partie inférieure, et tenant une colonne liquide soulevée, en contradiction apparente avec les lois de l'hydrostatique. On devine maintenant le mécanisme du phénomène. Le solide, en vertu de forces qui lui sont propres, a attiré et immobilisé à son contact une couche liquide dont la surface est douée de tension superficielle, et, par conséquent, peut être considérée comme couverte d'une membrane collée aux parois du tube. Cette membrane, qui tend à occuper toujours une surface minimum, soulève pour cela une colonne liquide dont la hauteur dépend à la fois de la nature du liquide et du diamètre du tube, et est toujours telle que son poids fait équilibre à la tension totale sur tout le pourtour du tube, c'est-à-dire au produit de la circonférence du tube par la tension superficielle par unité de longueur. Soit donc f cette tension pour le liquide considéré; δ, le poids spécifique de ce liquide; r, le rayon du tube. On doit avoir

$$\pi r^2 h \delta = 2 \pi r f$$

d'où, en réduisant,

$$h = \frac{2f}{r\delta}$$

ce qui veut dire que, pour un même liquide, les hauteurs soulevées sont en raison inverse des rayons des tubes capillaires. C'est la *loi de Jurin*, qui est en parfait accord avec l'expérience.

Nous sommes restés jusqu'ici dans le cas d'un liquide mouillant le tube. Il y a alors une membrane adhérente aux parois, et que la colonne liquide qu'elle tient suspendue rend concave. Mais il peut se faire que le liquide ne mouille pas le tube; tel est le cas du mercure et du verre, ou encore, comme plus haut, de l'eau et du verre suiffé. Dans ce cas, la membrane enveloppant le liquide exerce un effort de même sens, mais d'effet inverse. Au lieu de provoquer l'ascension du liquide pour amener sa surface au minimum possible, elle l'empêche de monter dans le tube

capillaire (fig. 48), parce que toute ascension s'y traduit par une augmentation de surface du mercure. Au lieu de se traduire par la production d'un ménisque concave, elle donne un ménisque convexe, et comme c'est la tension sur la circonférence de ce ménisque qui empêche le liquide de s'élever dans le tube capillaire jusqu'au niveau extérieur, l'effort total sur la circonférence doit encore être égal au poids du liquide qu'il serait nécessaire d'ajouter pour rétablir le niveau. La loi de Jurin doit donc s'appliquer et s'applique, en effet, encore à ce cas.

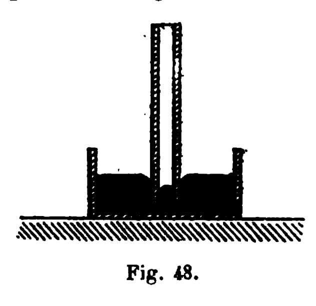


Fig. 48.

48. Pressions capillaires. — Remarquons maintenant que tout se passe, non au point de vue du mécanisme qui entre en jeu, mais au point de vue du résultat, comme si, dans le tube capillaire, la pression de l'air intérieur se trouvait diminuée, vis-à-vis de celle de l'air extérieur, d'une quantité qui, mesurée en hauteur du liquide sur lequel elle s'exerce, serait précisément $h = \frac{2f}{r\delta}$. En vertu des lois ordinaires de l'hydrostatique, le liquide s'éléverait de cette hauteur au-dessus de la surface libre. Il est bien entendu que cette interprétation est purement subjective. Elle est en complet désaccord avec les faits, car, dans le vide, les phénomènes sont ce qu'ils sont dans l'air, et on ne peut, par suite, attribuer à cet air aucun rôle. La cause des phénomènes est ailleurs, et nous l'avons précisée aussi nettement que possible. Mais l'interprétation est commode. Elle nous permet de ramener aux lois simples de l'hydrostatique des phénomènes capillaires qui semblent en contradiction avec elles, à la condition de tenir compte de ces pressions supplémentaires et fictives, dont on connaît exactement, dans chaque cas, la valeur et le sens. Nous dirons donc que *tout se passe comme si dans un tube capillaire, ou, plus généralement, au*

voisinage d'un ménisque concave, la pression extérieure se trouvait diminuée d'une quantité constante pour un même liquide, mais inversement proportionnelle au rayon de la surface sphérique de la courbure. En présence d'une surface convexe, il y a au contraire augmentation de pression suivant la même loi.

Tirons de suite une conclusion qui nous sera utile. Prenons un tube comme celui de la figure 49, formé d'une série d'ampoules séparées par des étranglements dans chacun desquels existe une gouttelette liquide. Si les ampoules et les étranglements sont réguliers, les deux ménisques formés par l'eau dans chacun des étranglements seront égaux, les rayons de courbure identiques, etla pression dans chacune des ampoules pourra être considérée comme inférieure à ce qu'elle est dans l'air extérieur, mais d'une même quantité partout. Soufflons alors par une extrémité de ce tube, nous rencontrerons une résistance très grande, disproportionnée en apparence avec le volume d'eau contenu dans les étranglements, et même impossible à surmonter, soit avec le souffle, soit même avec un soufflet, si ces étranglements sont assez fins et assez nombreux. En examinant de près ce qui se passe, on voit que dans les premiers étranglements le liquide cède et laisse passer de l'air, mais que celui des derniers se déplace seulement dans l'étranglement en prenant, comme l'indique la figure, une courbure plus forte et un rayon de courbure plus faible du côté où il est poussé, une courbure plus faible et un rayon de courbure plus grand, du côté vers lequel il s'avance. C'est ce changement de forme qui nous donne la clef de la résistance rencontrée. Dans un ménisque déformé, l'équilibre est possible, en vertu de l'interprétation posée plus haut, avec une pression plus faible du côté de la faible courbure que du côté de la courbure la plus marquée. La chaîne des ménisques peut donc rester en équilibre avec une pression croissante d'ampoule à ampoule, et on conçoit

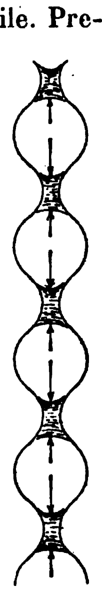


Fig. 49.

par suite qu'on puisse souffler fortement par une extrémité sans autre résultat que de rompre la résistance des premiers ménisques, et de faire pénétrer l'air dans les premières ampoules, sans pouvoir le faire sortir par l'autre extrémité.

Faisons l'expérience autrement. Adaptons le tube à renflements à l'extrémité d'un tube large dont l'autre extrémité, ouverte, plonge dans l'eau (fig. 50). Aspirons de façon à remplir d'eau les deux tubes, et abandonnons-les à eux-mêmes. L'eau s'écoule du tube à ampoules. Celles-ci se remplissent d'air à chaque ampoule qui se vide, et à chaque étranglement qui reste plein, correspond une diminution de pression intérieure et on voit, finalement, l'eau du tube large et non capillaire se maintenir suspendue à une hauteur qui dépend du nombre des étranglements et de leur diamètre. Ces phénomènes capillaires peuvent donc gêner ou arrêter la pénétration dans le sol de masses d'eau notables, en les tenant comme suspendues par le haut.



Fig. 50.

Renversons maintenant notre tube sens dessus dessous, de façon à ce que le tube à ampoules soit en bas. La présence de l'air dans les ampoules pourra de même maintenir suspendue, en la retenant par le bas, la masse d'eau du tube. D'une manière générale, on voit que partout où il y a à la fois de l'air et de l'eau produisant des effets capillaires, il y a obstacle au mouvement des liquides.

On reste dans ces conditions, tout en se rapprochant davantage des conditions naturelles, en reprenant le tube à deux branches remplies de sable du § 45, et en y versant de l'eau des deux côtés à la fois. Si le sable est fin et bien tassé, elle n'y pénètre qu'à une faible profondeur et reste suspendue dans les deux branches, évidemment retenue par

les effets capillaires qui se produisent au-dessous d'elle, et par l'impossibilité où se trouve l'air, malgré l'augmentation de pression qu'il subit, de briser pour s'échapper les membranes souples, mais résistantes, qui recouvrent tous les ménisques formés dans les intervalles des grains de sable.

C'est ainsi que la pluie, tombant sur un sol nu, ne pourrait y pénétrer s'il ne s'y trouvait pas de fissures ou d'inégalités de constitution pouvant permettre à l'air chassé de se faire jour quelque part. Une fois que cette pluie a pénétré, elle sert d'arrêt pour l'eau des pluies précédentes, qui ont déjà cheminé dans les profondeurs du sol, mais qui ne peuvent continuer que si l'air vient les remplacer librement dans les couches qu'elles abandonnent. Ces pluies antérieures servent elles-mêmes d'arrêt aux pluies tombées ensuite, en arrêtant l'air que ces dernières chassent devant elles. Une dessiccation superficielle remet les couches profondes en liberté, et ainsi de suite. On voit, en résumé, que les phénomènes de capillarité maintiennent les eaux météoriques dans un véritable état de balancement dans les couches superficielles du sol, et augmentent ainsi, dans une large mesure, leur utilité pour l'agriculture et l'hygiène générales.

ÉTUDE DE LA CHALEUR

CHAPITRE VI

THERMOMÉTRIE

49. Nous appelons *chaleur* le résultat d'une certaine sensation, impossible à définir autrement, que nous font percevoir quelques-uns de nos organes. Mais, comme toutes les autres, cette sensation est parfois trompeuse. De l'eau à la température ordinaire de nos appartements semble tiède à la main qui sort de la glace, et fraîche à la main qui sort de l'eau chaude.

Aussi, bien qu'il soit possible, avec un peu d'exercice, de donner à la sensation calorifique du toucher une certaine précision, a-t-il fallu recourir à d'autres moyens d'appréciation quand on a voulu faire l'étude physique de la chaleur. L'un de ces moyens, le plus usité, repose sur l'observation très ancienne des variations de volume que subit un corps lorsqu'il s'échauffe ou se refroidit.

D'ordinaire, un corps se dilate à mesure qu'il nous paraît plus chaud. Cette dilatation, peu visible pour les solides parce qu'elle y est très faible, se met en évidence à l'aide d'un appareil imaginé au siècle dernier par le physicien hollandais S' Gravesande, et formé (fig. 51) d'une boule métallique qui passe librement, mais sans jeu, dans un anneau *a* de même métal. Elle n'y passe plus quand on l'a chauffée sans chauffer l'anneau, ce qui prouve qu'elle est dilatée. Elle y passe de nouveau quand elle est refroidie, ce qui prouve que, reprenant son état calorifique initial, elle a retrouvé son ancien volume. Enfin, si on chauffe l'anneau en même temps que la boule, cette boule continue à passer librement dans

l'anneau, ce qui prouve que celui-ci s'est dilaté comme s'il était plein, c'est-à-dire comme si le vide qu'il présente en son centre avait été rempli par une masse métallique identique à celle du contour. Ce dernier fait est d'ordre tout à fait général. La noix creuse d'un robinet se dilate comme la clef qui la remplit, et un robinet d'eau ou de vapeur, bien travaillé, *tient*, à quelque température qu'on le porte. Mais il n'en serait plus de même si la clef était faite d'un autre métal que la noix, car chaque solide a son mode de dilatation sous l'influence de la chaleur.

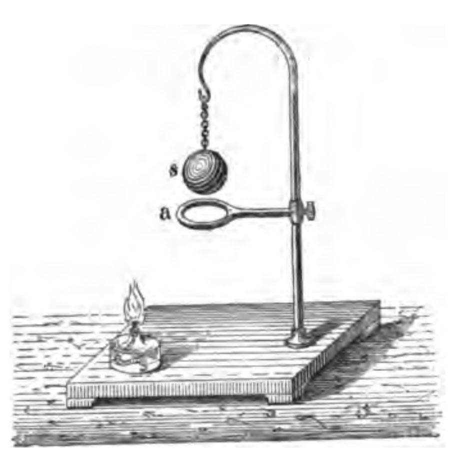


Fig. 51.

50. Pour les liquides, on peut montrer leur dilatation en se servant d'un ballon rempli d'eau ou d'alcool coloré (fig. 52), et fermé par un bouchon que traverse un tube de verre étroit, ouvert à ses deux extrémités. Après avoir marqué, par un signe visible, le niveau auquel s'élève le liquide coloré dans ce tube, on enfonce brusquement le ballon dans l'eau bouillante. On voit aussitôt le niveau baisser dans le tube. C'est que la chaleur ne peut arriver au liquide qu'en traversant le verre du ballon, et que celui-ci, chauffé, se dilate, augmente de volume intérieur, comme si ce volume était plein (49). De là l'abaissement du niveau.

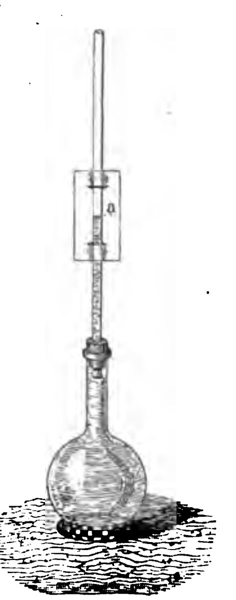


Fig. 52.

Mais le liquide s'échauffe à son tour, et le niveau, après avoir baissé, remonte beaucoup au-dessus du niveau du début. Cette expérience démontre donc que, pour une même variation de température, le liquide se dilate plus que le verre. Elle démontre aussi que toute la dilatation du liquide n'apparaît pas aux yeux. Pour la connaître, il faudrait ramener le verre du ballon à son volume primitif, c'est-à-dire à sa température initiale, sans rien changer à celle du liquide. Le niveau s'élèverait alors dans le tube de toute la quantité correspondante à la contraction du ballon, et le chemin total qu'il aurait parcouru au-dessus du niveau du début permettrait de trouver la dilatation *réelle* du liquide. Cette dilatation réelle s'obtient donc en ajoutant à la dilatation *apparente* observée dans le verre la dilatation du verre pour la même variation de température.

51. Les liquides se dilatent en moyenne plus que les solides. Les gaz se dilatent à leur tour plus que les liquides. En enfonçant dans un même bain d'eau tiède deux ballons de 100^{cc} environ, l'un contenant du liquide coloré comme dans l'expérience de tout à l'heure, l'autre (fig. 53) de l'air isolé de l'air extérieur par une colonne liquide *a*, on constate que cet index est chassé très loin, tandis qu'il n'y a pas de variation appréciable dans le niveau du liquide de l'autre ballon. Le gaz se dilate donc bien plus que le liquide, si bien que, vis-à-vis de l'augmentation notable de son volume, l'effet de dilatation de l'enveloppe devient négligeable.

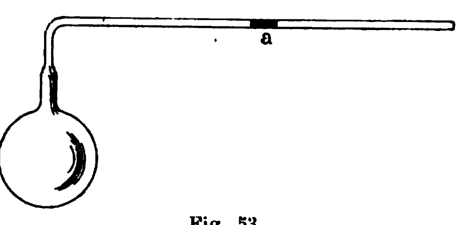


Fig. 53.

C'est donc le gaz qui traduit par l'augmentation de volume la plus notable la plus petite variation de température, et il semble que si on se propose de chercher dans une mesure des variations de volume d'un corps une mesure de

ses variations de température, c'est à un gaz qu'il faudrait s'adresser pour avoir l'instrument le plus sensible. C'est en effet ce qui a lieu. Les meilleurs *thermomètres* sont les thermomètres à gaz. Malheureusement, comme le gaz traduit par des variations de volume, non seulement les variations de température, mais aussi les variations de la pression atmosphérique, il faut constamment démêler ces deux effets dans le thermomètre à gaz, et on ne peut le faire qu'au prix de dispositifs ou de calculs qui enlèvent à cet instrument toutes les qualités d'un thermomètre usuel. Nous voilà donc conduits, si nous voulons éviter cet inconvénient des gaz, à recourir aux corps solides, ou de préférence aux liquides, qui se dilatent davantage.

52. Convention thermométrique. — Pour rendre cette dilatation apparente, nous les enfermerons, comme nous l'avons fait tout à l'heure, dans un réservoir communiquant avec un tube plus étroit. Seulement nous ferons ce réservoir très petit (fig. 54), de façon à ce que l'emprunt de chaleur fait à la masse dans laquelle on le plonge n'en modifie pas sensiblement la température; à ce réservoir nous souderons un tube d'autant plus capillaire que le réservoir sera plus petit et que nous voudrons plus de sensibilité, et il est clair que des thermomètres ainsi faits, avec le même verre et le même liquide, avec des réservoirs de même volume et des tubes capillaires égaux, donneraient entre les mains de tous les physiciens les mêmes indications, et pourraient leur permettre de s'entendre au sujet d'une échelle des températures.

Fig. 54.

Cette condition de l'identité de tous les thermomètres est difficile à réaliser; elle peut heureusement être remplacée par une condition de proportionnalité. Voici comment : l'expérience apprend que dans un thermomètre quelconque, plongé dans de la glace fondante, le niveau du liquide reste invariable tant qu'il y de la glace à fondre. Ce même liquide se tient à un niveau plus élevé, mais tout aussi

invariable, quand on plonge le thermomètre dans la vapeur d'eau bouillante. On pourrait trouver nombre d'exemples analogues, mais l'intervalle de température pour les deux que nous venons de citer est bien choisi : il comprend la presque totalité des températures usuelles. Il est assez étendu pour que la dilatation d'un liquide quelconque y soit sensible et mesurable. Nous sommes donc conviés à le prendre comme terme de comparaison, et, après avoir noté sur notre thermomètre, quel qu'il soit, les niveaux occupés par le liquide dans la glace fondante et dans l'eau bouillante, à partager l'intervalle en un certain nombre de parties dont chacune pourra être appelée *degré thermométrique*. Il est clair que tous les thermomètres, formés d'un même verre et d'un même liquide, qui seront d'accord pour les températures extrêmes, le seront aussi pour les températures intermédiaires, quels que soient leur volume et les inégalités de dilatation du liquide qui les remplit.

Avec deux précautions de plus, nous rendrons ces conventions tout à fait précises. La température de fusion de la glace n'est pas sensiblement influencée par les variations de la pression extérieure. Mais il n'en est pas de même pour la température d'ébullition de l'eau, qui n'est bien définie que si on définit bien la pression. Les physiciens ont fait choix de la température d'ébullition sous la pression de 76° de mercure à 0°.

La seconde précaution est relative au choix du liquide. L'eau, qu'on peut facilement se procurer pure partout, ne convient pas à cause des irrégularités de sa dilatation au voisinage de son point de fusion et de son point d'ébullition. En général tous les liquides présentent des irrégularités analogues au voisinage de leurs changements d'état. L'alcool absolu, qui ne se congèle pas, pourrait être et est en effet souvent substitué à l'eau pour l'évaluation de températures très basses; mais le mercure convient dans presque tous les cas, parce qu'à la température de la glace fondante, il est encore assez éloigné de son point de solidification, et qu'il ne bout qu'à une température très supérieure à celle de l'eau

bouillante. Sa dilatation est en outre assez supérieure à celle du verre pour que nous n'ayons pas, sauf le cas où il faudrait une précision extrême, à tenir compte des faibles variations que peut présenter la dilatation des diverses espèces de verre, de sorte que nous sommes délivrés de l'obligation gênante de construire tous les thermomètres avec des verres identiques.

Une fois toutes ces conventions admises, nous avons le thermomètre à mercure ordinaire, et il ne reste plus qu'à s'entendre sur le nombre de divisions qu'on tracera entre le niveau qui correspond à la glace fondante et celui de l'eau bouillante. Dans la graduation dite de Réaumur, on partage cet intervalle en 80 parties égales; dans la graduation de Fahrenheit, en 180. Nous adopterons exclusivement dans ce livre la graduation centésimale ou en 100 parties égales, et nous résumerons l'ensemble des notions que nous venons d'exposer par la convention suivante, adoptée par presque tous les physiciens :

Le degré centigrade est l'élévation de température qui correspond à la centième partie de la dilatation apparente qu'éprouve le mercure dans le verre, en passant de la glace fondante dans la vapeur d'eau bouillante sous la pression de 76 centimètres de mercure.

Remarquons que cette définition du degré thermométrique n'implique aucune hypothèse sur la nature de la chaleur, qu'on ne mesure que par un de ses effets. C'est là un avantage, mais c'est aussi un inconvénient, car température et chaleur ne sont pas synonymes. Nous nous en apercevrons quand, après avoir fait la mesure des températures, nous aurons à faire la mesure des quantités de chaleur.

Quoi qu'il en soit, il ne nous reste plus, après avoir ainsi fait l'étude théorique du thermomètre, qu'à donner quelques indications pratiques sur sa construction.

53. Construction du thermomètre. — La détermination du point 0° est des plus simples. On remplit un entonnoir de glace pilée (fig. 55), au milieu de laquelle on

enfonce le thermomètre. Le col de l'entonnoir reste ouvert pour assurer l'écoulement de l'eau de fusion qui, si elle restait au contact du thermomètre, pourrait, en se réchauffant sur certains points, provoquer des erreurs. Quand le niveau de la colonne mercurielle, *complètement immergée dans la glace*, est devenu immobile, on le marque à l'aide d'un trait sur le verre.

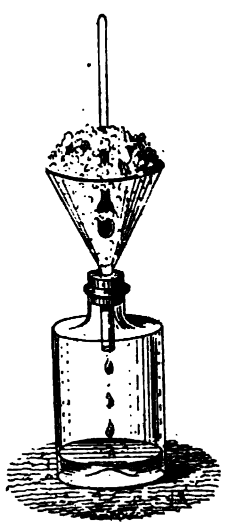


Fig. 55.

Fig. 56.

Pour la détermination du point 100°, il faut un peu plus de précautions. On se sert d'ordinaire de l'appareil de la figure 56, qui permet d'exposer le thermomètre, sur toute sa longueur à un courant de vapeur d'eau obtenu par le chauffage de l'eau au moyen d'un fourneau ordinaire. La vapeur de la chaudière de laiton dans laquelle on chauffe l'eau parcourt d'abord une cheminée cylindrique dont l'axe est occupé par le thermomètre, puis, de haut en bas, une seconde enveloppe, concentrique à la première, et d'où elle sort librement dans l'air. Cette seconde enveloppe (fig. 57) est destinée à protéger la première contre le contact de l'air qui, en la refroidissant et en y provoquant des condensations, pourrait déprimer le niveau du mercure dans le thermomètre. Un manomètre à air libre permet de s'assurer si la pression est la même dans la vapeur et dans l'air extérieur. Quand celle-ci est de 76^c, on marque 100° au point où s'arrête le niveau du mercure. Quand elle n'est pas de 76^c, on déduit de la position de ce niveau celle qu'il aurait sous la pression normale en se fondant sur ce fait, révélé par l'expérience, que, au voisinage de 100°, la température de la vapeur d'eau bouillante s'abaisse ou s'élève de 1° quand la pression s'abaisse ou s'élève de $2^c,7$.

On divise ensuite l'intervalle en 100 parties égales. Si on prolonge la division au-dessus et au-dessous, il est clair qu'on aura de nouveaux points de repère dont la sécurité n'égalera pas celle des premiers, mais qui n'en pourront pas moins servir à des définitions conventionnelles de température.

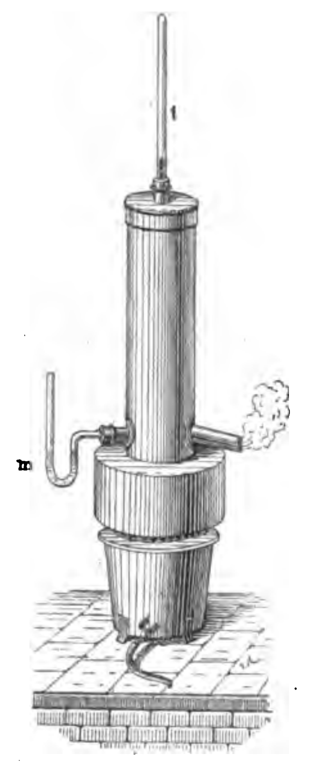


Fig. 57.

54. Coefficients de dilatation. — Ce premier problème résolu, nous pouvons en examiner une autre face, et nous proposer de trouver l'augmentation de volume subie par l'unité de volume de mercure pour une élévation de température de 1°. Il suffit pour cela d'évaluer par des moyens appropriés les volumes V_0 et V_{100} d'une même masse de mercure a 0° et à 100°. L'augmentation de volume sera $V_{100} - V_0$, celle de l'unité de volume $\frac{V_{100} - V_0}{V_0}$, et pour 1°, elle sera, en admettant qu'elle soit uniforme tout le long de l'échelle, de

$$\frac{V_{100} - V_0}{V_0 \times 100} = \alpha$$

α est ce qu'on appelle le coefficient de dilatation. Plus généralement, si V_t est le volume à une température quelconque t d'une masse d'un corps quelconque, ayant pour volume V_0 à 0°, on a

$$\frac{V_t - V_0}{V_0 . t} = \alpha, \quad \text{d'où} \quad V_t = V_0 (1 + \alpha t)$$

relation usuelle qui permet de calculer l'une des quatre quan-

tités V_t, V_0, α, ou t, lorsque les trois autres sont connues.

Il importe de remarquer que α est toujours, au point de vue physique, une augmentation de volume évaluable en centimètres cubes. Aussi l'appelle-t-on *coefficient de dilatation cubique.* Pour les solides, on a pris l'habitude d'envisager un autre coefficient, dit *coefficient de dilatation linéaire.* Comme ils se présentent souvent en barres et en fils, il peut être parfois utile d'envisager à part la dilatation qu'ils subissent dans le sens de leur plus grande dimension, c'est-à-dire leur allongement sous l'influence de la chaleur. On y arrive facilement en considérant un cube dont le côté est égal à l'unité de longueur, et le volume égal par suite à l'unité de volume. Pour une élévation de température de 1°, ce volume deviendra $1 + \alpha$, si α est son coefficient de dilatation cubique. D'autre part, si on suppose que le cube est resté un cube en se dilatant, et que chacune des arêtes s'est allongée de λ, le volume du cube est devenu

$$(1 + \lambda)^3 = 1 + 3\lambda + 3\lambda^2 + \lambda^3.$$

Des quatre termes de cette expression du volume, le second est très petit par rapport au premier, mais encore mesurable; les deux derniers sont d'un ordre de grandeur qui les fait échapper à l'observation. On peut donc les négliger et écrire, en égalant les deux valeurs du volume du cube, après échauffement de 1°,

$$1 + \alpha = 1 + 3\lambda, \quad \text{d'où} \quad \alpha = 3\lambda.$$

λ est le coefficient de dilatation linéaire; on voit qu'il est le tiers du coefficient de dilatation cubique. Il représente, physiquement, un certain nombre de centimètres et de millimètres; mais on peut, comme pour α, lui faire revêtir une forme abstraite. Si L_t est la longueur à t° d'une tige ayant une longueur L_0 à 0°, on a de même

$$\lambda = \frac{L_t - L_0}{L_0\, t} \quad \text{d'où} \quad L_t = L_0\,(1 + \lambda t).$$

55. Pour les liquides, il n'est plus question de coefficient

de dilatation linéaire, mais comme ils sont toujours contenus dans des vases qui se dilatent en même temps qu'eux-mêmes, il y a à tenir compte de leur dilatation apparente et de leur dilatation réelle. Si les volumes V_t et V_0 qui entrent dans la définition de α

$$\alpha = \frac{V_t - V_0}{V_0 t}$$

sont mesurés dans un vase gradué qui se dilate, α est le coefficient de dilatation apparente. Si l'augmentation de volume est mesurée dans sa valeur absolue, ou corrigée (49) de l'influence de la dilatation du vase, α est le coefficient de dilatation absolue, celui qu'on envisage d'ordinaire, parce qu'il est seul caractéristique du liquide.

Avec les gaz, au contraire, le physicien français Charles a reconnu qu'ils avaient tous à peu près le même coefficient de dilatation. Ceux qui sont solubles dans l'eau et facilement liquéfiables se dilatent pourtant un peu plus que les autres. Mais les différences sont faibles; nous admettrons qu'elles sont nulles, et que tous les gaz ont le même coefficient de dilatation.

Ce coefficient est plus élevé que pour les liquides et les solides, mais il ne faudrait pas croire à une séparation tranchée, sous ce point de vue, entre les trois classes de corps. Les liquides très volatils que l'on chauffe à une température supérieure à celle de leur ébullition sous la pression ordinaire, en les empêchant de bouillir par une augmentation convenable de la pression, se dilatent de plus en plus pour des élévations égales de température, et leur coefficient de dilatation finit par égaler et même dépasser celui des gaz.

56. En restant dans les conditions ordinaires, et en comparant solides, liquides et gaz entre eux, on trouve toute une série de corps de transition reliant les unes aux autres les trois formes connues de la matière. Voici, pour le prouver, une table de coefficients de dilatation qu'on a multipliés par 100 000, pour les débarrasser de la série de zéros qui empê-

chent de se faire une idée de leur vraie grandeur. Sous cette forme, ils prennent en outre une signification concrète, car ils représentent le nombre de centimètres cubes dont s'accroît, de 0° à 100°, un décimètre cube ou un litre des divers corps, mesuré à 0°.

Diamant	0cc,13	Soufre	6cc,75
Silicium cristallisé	0cc,29	Mercure	18cc,15
Platine	0cc,92	Eau	42cc,99
Fer doux	1cc,23	Alcool	111cc,97
Argent	1cc,93	Ether	183cc,06
Cristal	2cc,27	Aldéhyde	224cc,38
Plomb	2cc,94	Air	367cc,00
Zinc	2cc,97	Acide carbonique	371cc,00
Sel gemme	4cc,03	Acide sulfureux	390cc,3

Avant de quitter ce sujet, il est utile de combiner les notions nouvelles que nous venons d'acquérir avec quelques-unes de celles que nous possédons déjà.

57. Variations de la densité avec la température. — La masse d'un corps quelconque, solide, liquide ou gazeux, ne varie pas avec sa température. Si donc on représente par D_t, D_0, V_t, V_0 sa masse spécifique et son volume à t^0 et à 0^0, on aura

$$V_0 D_0 = V_t D_t \quad \text{d'où} \quad \frac{D}{D_0} = \frac{V_0}{V_t} = \frac{1}{1 + \alpha t}.$$

$$\text{D'où} \quad D_t = \frac{D_0}{1 + \alpha t}.$$

La densité décroît donc à mesure que la température s'élève, du moins tant que le volume croît. Pour l'eau, qui se contracte de 0° à 4°, la densité est maximum à 4°, et l'eau devient plus lourde à mesure qu'elle se rapproche de cette température. On le montre par une expérience très simple, due à Hope. Une éprouvette pleine d'eau (fig. 58) porte à moitié hauteur une galerie qu'on remplit de glace. L'eau, qui se refroidit au contact de la glace, tombe au fond quand elle atteint la température de 4°, et on voit, en effet, un thermo-

mètre t', implanté au fond de l'éprouvette, se refroidir et rester à 4°, pendant que le thermomètre t, placé au-dessus de la glace, reste stationnaire ou à peu près. Mais à partir d'un certain moment, quand les couches inférieures ont atteint leur maximum de densité, l'eau, qui se refroidit au-dessous de 4°, remonte, parce qu'elle devient plus légère, et c'est au tour du thermomètre supérieur de s'abaisser et de marquer une température inférieure à celle du thermomètre du bas.

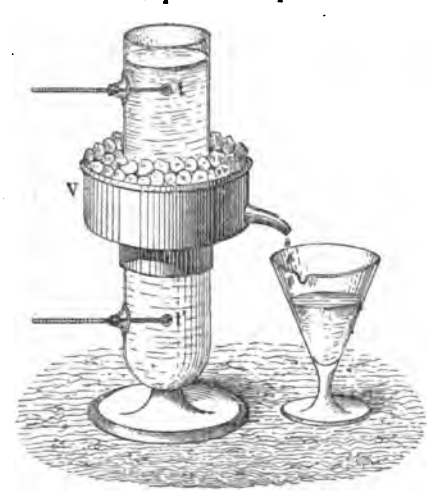


Fig. 58.

Il en est de même dans la nature, et on s'explique ainsi comment dans les lacs, les étangs et les masses limitées d'eau douce qui se refroidissent par la surface, les parties profondes peuvent se maintenir longtemps à 4°, alors que la surface est gelée. Si le froid persiste, la perte de chaleur au travers de cette couche de glace, faiblement conductrice, fait que cette couche s'accroît par-dessous et peut gagner le fond, mais le temps nécessaire pour cela augmente beaucoup plus rapidement que l'épaisseur à congeler, à cause de la résistance croissante opposée à la perte de chaleur par l'épaisseur croissante de la glace.

58. Variation de la pression d'un gaz avec la température. — En combinant la loi de Mariotte avec la loi de la dilatation des gaz, nous allons trouver une autre conclusion intéressante.

Soient V et H le volume et la force élastique d'un gaz à la température t, V_0 et H_0 le volume et la force élastique de la même masse de gaz à 0°. Pour pouvoir appliquer la loi de

Mariotte, nous avons d'abord à chercher ce que devient le volume V en se refroidissant jusqu'à 0° sans changer de pression. Le coefficient de dilatation est alors le coefficient de dilatation à pression constante que nous avons déterminé (56) et appelé α. On a donc pour le volume à 0° sous la pression H l'expression :

$$\frac{V}{1+\alpha t},$$

et si le gaz suit la loi de Mariotte, on peut écrire :

$$V_0 H_0 = \frac{VH}{1+\alpha t}.$$

$$\text{D'où} \quad V_0 = V\frac{H}{H_0}\frac{1}{1+\alpha t},$$

formule souvent utile, de laquelle on peut tirer à son tour, en se rappelant que :

$$\frac{D}{D_0}=\frac{V_0}{V},$$

la formule suivante :

$$D = D_0\frac{H}{H_0}\frac{1}{1+\alpha t}.$$

Si nous supposons $V = V_0$, c'est-à-dire si nous considérons les deux états d'une même masse gazeuse chauffée de 0° à t° en gardant un volume constant, nous avons :

$$H_0 = \frac{H}{1+\alpha t} \qquad \text{d'où} \qquad H = H_0\,(1+\alpha t).$$

Ainsi, si les gaz suivaient la loi de Mariotte, *le coefficient d'augmentation de pression, à volume constant, pour* 1° *de température, serait le même pour tous et égal au coefficient de dilatation* α *sous volume variable et à pression constante,* que nous avons défini. En réalité il n'en est pas absolument ainsi, le premier dépasse toujours le second, et d'autant plus que le gaz est plus facilement liquéfiable. Mais les différences sont faibles, et nous les négligerons.

Remarquons, pour terminer, que nous pourrions tirer de

notre dernière formule un nouveau moyen de mesurer les températures. Il suffirait de mesurer les augmentations de pression d'une masse d'air qu'on chaufferait en lui conservant un volume constant. C'est ce que l'on fait quelquefois.

59. Enfin, on peut laisser se combiner, dans la mesure des températures, une variation de volume et une variation de pression. On aura toujours :

$$V_0 H_0 = \frac{VH}{1 + \alpha t}$$

équation d'où on pourra tirer t, si on mesure au moment de l'expérience V et H, et si on a taré son thermomètre à gaz en mesurant une fois pour toutes V_0 et H_0. La graduation en degrés de ce thermomètre à gaz est à peu près d'accord, de 0° à 100°, avec celle du thermomètre à mercure, mais en deçà et au delà, il y a des écarts, et comme l'air est encore plus éloigné que le mercure de ses points de changements d'état, dans toute l'étendue des températures accessibles, on admet que sa dilatation est plus régulière, et que le thermomètre à air mérite plus de confiance que le thermomètre à mercure. Aussi est-ce sur ce thermomètre qu'on compte toutes les températures qu'on veut déterminer d'une façon précise. Mais en météorologie, le thermomètre à mercure suffit bien, et nous nous en contenterons.

CHAPITRE VII

CHALEUR RAYONNANTE

60. Notre étude thermométrique ne nous a encore rien appris sur la nature de la chaleur; c'est pourtant là la question principale, et le moment est venu de nous en préoccuper. Si d'abord nous cherchons d'où vient la chaleur, nous lui trouvons trois sources principales : les actions mécaniques, les actions chimiques et plus spécialement la combustion du bois et de la houille, le rayonnement solaire. Les actions mécaniques méritent une place à part, et nous les retrouverons bientôt. Quant au bois et à la houille, qui nous servent à nous chauffer, ou à obtenir, par voie chimique, d'autres corps pouvant dégager de la chaleur en brûlant (métaux), on voit qu'ils ne sont que des magasins temporaires de chaleur solaire. Le bois demande du soleil pour pousser, la houille en a demandé autrefois. Donc, nous pouvons ne pas nous arrêter à ces corps dans notre étude des origines, et il faut remonter directement au soleil, foyer incandescent qui rayonne vers nous.

Pour l'étude de cette chaleur rayonnante, nous avons besoin d'un instrument plus sensible que le thermomètre à mercure et même que le thermomètre à gaz. Ces instruments consomment trop et rendent trop peu. Il nous faut des appareils qui consomment peu et rendent beaucoup, qui manifestent, par exemple, par un phénomène apparent, une variation de température de $\frac{1}{1,000}$ ou même de $\frac{1}{10,000}$ de degré, comme le bolomètre de M. Langley. A ce degré de sen-

sibilité, le bolomètre n'est presque plus un instrument de mesure, et nous ne le décrirons pas. Nous nous arrêterons à un instrument un peu moins sensible, mais qu'on peut graduer avec quelque sûreté, la pile thermo-électrique.

61. Thermomètre électrique. — Ici encore, comme pour le thermomètre, on utilise l'un des effets de la chaleur pour la mesurer. L'expérience a appris que lorsque dans un circuit métallique quelconque, on introduit (fig. 59), au moyen de deux soudures A et B, un fil d'un autre métal, il suffit de chauffer une de ces soudures en laissant l'autre à température constante pour obtenir dans le circuit un courant électrique que l'on peut manifester par un de ses effets ordinaires, par exemple par son action sur une aiguille aimantée G.

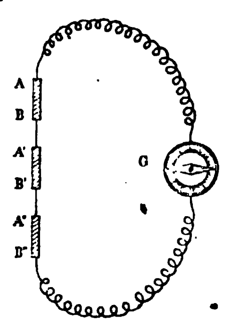


Fig. 59.

Ce courant dure aussi longtemps qu'il existe une différence de température entre les deux soudures, et augmente avec cette différence. Son sens et son intensité pour une même différence de température dépendent de la nature des métaux accouplés. Si donc on chauffe la soudure restée froide, sans rien changer à la température de l'autre, il se développe un second courant, de sens contraire au premier, qui en détruit l'effet lorsque les deux soudures sont à la même température, et persiste seul, avec une intensité qui est égale à la différence des intensités des deux courants individuels, quand c'est la soudure B qui est plus chaude que A. Toute inégalité de température entre les deux soudures, qu'elle provienne du réchauffement de l'une ou du refroidissement de l'autre, se traduira donc par un courant dont le sens indiquera quelle est la soudure qui est la plus chaude, et dont l'intensité croîtra avec la différence de température.

Cette intensité pourra elle-même être augmentée, et l'instrument rendu plus sensible par l'artifice suivant. Si,

dans le circuit considéré, on introduit plusieurs tronçons du même fil, ce qui donne autant de soudures A et de soudures B qu'il y a de tronçons, l'expérience apprend que tous les courants qu'on obtient en chauffant les soudures A, et maintenant les soudures B à température constante, s'ajoutent, si individuellement ils ne sont pas trop intenses, de sorte que le circuit est parcouru par leur somme.

En multipliant les soudures et en choisissant, en outre, dans la liste des métaux et des alliages, les corps qui traduisent une même différence de température des soudures par le courant le plus intense, on pourra donc avoir un instrument très sensible.

Dans la pratique, on réunit des barreaux de bismuth et d'antimoine taillés comme l'indique la figure 60, et serrés les uns contre les autres, de façon à constituer un faisceau prismatique portant sur une de ses bases toutes les soudures A, sur l'autre toutes les soudures B. On obtient ainsi, sur les deux bases du prisme, une petite surface rectangulaire ou carrée, très bien disposée pour recevoir les impressions en surface de la chaleur rayonnante, et offrant en outre cet avantage que l'impression calorifique n'a pas besoin de pénétrer toute l'épaisseur de la soudure pour se traduire par un courant. Une impression superficielle suffit pour cela. Pour augmenter l'action, on recouvre cette surface d'une couche mince de noir de fumée, et on la munit, suivant les cas, soit d'un collecteur conique destiné à ramasser tous les rayons d'un faisceau calorifique convergent, soit d'un collecteur prismatique destiné à arrêter tous les rayons qui n'arrivent pas suivant l'axe de la pile thermo-électrique, et à limiter ainsi un faisceau prismatique de surface égale à celle de la pile.

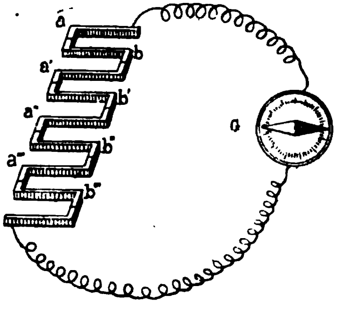


Fig. 60.

Le courant électrique, dont on peut augmenter l'inten-

sité en prenant des barreaux fins et en multipliant le nombre des soudures par centimètre carré, peut être mis ensuite en évidence de plusieurs manières. Quand on veut faire des mesures précises, on le fait agir sur l'aiguille d'un galvanomètre dont les moindres déviations peuvent être mesurées avec une grande exactitude. On peut alors se borner à produire des courants très faibles, ce qui est évidemment très favorable à la sensibilité. Pour les cours, le meilleur instrument, le plus sensible, et celui dont les indications sont le plus visibles, c'est le galvanomètre Bourbouze (fig. 61), dont la pièce principale est une aiguille d'acier aimantée RR', suspendue, à la façon d'un fléau de balance (fig. 62), au milieu d'un cadre de fils métalliques. A l'aide de contrepoids m, m', courant sur des vis filetées, cette aiguille peut être mise horizontale. Quand un courant passe dans les fils, elle tend à se mettre en croix avec eux, s'incline, et une aiguille A dont elle est munie se promène sur un cadran divisé. Quand l'appareil est bien réglé, il suffit de diriger un instant son haleine sur une des faces de la pile pour que l'aiguille parcoure le cadran tout entier. En souf-

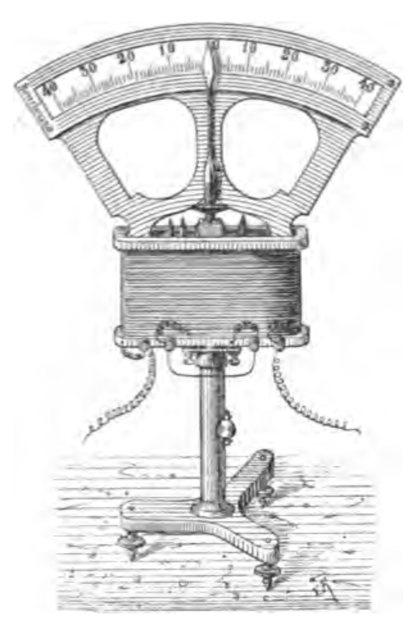


Fig. 61.

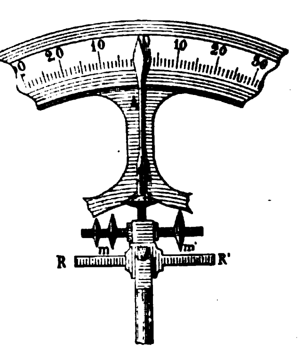


Fig. 62.

flant sur l'autre face, on la ramène au 0°. Aucun thermomètre à mercure ne manifesterait par des effets aussi accusés d'aussi faibles différences de température.

62. Graduation. — A côté de cet avantage, ces piles thermo-électriques ont un inconvénient, c'est que le nombre des transformations qui s'intercalent entre l'impression calorifique et le mouvement de l'aiguille est trop grand pour qu'on puisse soumettre l'appareil à une graduation directe. On est obligé d'avoir recours à une graduation empirique dont nous donnerons seulement le principe. Supposons une pile ayant par exemple 1 centimètre carré de surface. Établissons entre ses deux faces une différence de température de 1° en les plongeant dans deux bains ayant entre eux cette différence. Nous observerons une déviation qui se reproduira toujours la même lorsque les deux faces de la pile auront une différence de température de 1°. Supposons-la par exemple de 20 divisions, et notons-la sur un tableau. Amenons à 2° la différence de température, nous aurons une nouvelle déviation qui ne sera pas le double de la première, qui atteindra par exemple 35 divisions. Nous mettrons dans notre tableau le nombre 35 en regard de la différence 2°. De même pour 3°, nous aurons à inscrire un nouveau chiffre, par exemple de 45, et nous pourrons ainsi dresser une table, ou mieux, construire une courbe qui nous donnera pour chaque déviation observée, la différence de température correspondante. Nous aurons donc une graduation empirique qui, mettant en rapport les indications de notre instrument avec celles du thermomètre à mercure, rend par cela toutes les piles thermo-électriques comparables entre elles.

Chacun des observateurs pourra en outre appeler *unité d'intensité* celle du faisceau calorifique cylindrique ou prismatique qui, en tombant sur sa pile, s'y traduit par une déviation de 1 division de l'aiguille du galvanomètre. Cette unité d'intensité sera variable d'un appareil à l'autre, et d'autant plus faible que l'appareil aura plus de sensibilité.

Mais du moment qu'elle est évaluée en divisions de l'échelle, et que l'on a une table de correspondance entre ces divisions et les degrés du thermomètre à mercure, toutes les diverses mesures d'intensité, faites par divers savants et en divers lieux, pourront être comparées les unes aux autres.

C'est avec cet instrument ainsi défini que nous allons commencer l'étude de la chaleur rayonnante.

63. Lois de la chaleur rayonnante. — Nous pouvons tout de suite faire prévoir les résultats généraux de cette étude en disant qu'ils ressemblent en tout à ceux qu'on obtient dans l'étude de la lumière, et qui sont bien plus accessibles à l'esprit, parce qu'ils sont fournis par les yeux. Ainsi :

1° *La chaleur, comme la lumière, se propage en ligne droite.* — On le montre en disposant un corps chaud, par exemple un bâton de craie rougi à la lumière Drummond, devant une série d'ouvertures égales, placées en ligne droite, et portées par une série d'écrans. Une pile thermo-électrique, de même section que les trous, manifeste une impression si elle est mise en ligne avec eux, et ne donne plus rien si elle est déviée ou si on dérange un des écrans.

2° *La chaleur, comme la lumière, traverse le vide.* — Il le faut bien, puisque ces deux éléments de la vie nous viennent du soleil en traversant les espaces planétaires, que l'on sait être vides de toute matière pondérable. On peut d'ailleurs le démontrer en plongeant brusquement dans l'eau chaude un thermomètre à boule noircie, placé dans l'axe d'une enveloppe de verre dans laquelle on a fait le vide. On n'en voit pas moins le mercure y monter, lorsqu'il est plongé dans l'eau chaude.

3° *L'intensité calorifique varie en raison inverse du carré de la distance.* — On le démontre en promenant une pile thermo-électrique, munie de son cône d'admission, perpendiculairement à une plaque épaisse de fonte chauffée (fig. 63), placée sur une table et noircie par le feu.

On trouve que l'intensité du courant produit ne change

pas quand on fait varier la distance. Quand cette distance devient double, et que la pile passe de *b* à *c*, la portion de plaque dont le cône récepteur dirige le rayonnement sur la pile devient quadruple, puisqu'elle représente la section d'un même cône à une distance double du sommet. Mais l'équilibre se rétablit si, d'après la loi énoncée, l'intensité du rayonnement à une distance double devient quatre fois plus petite.

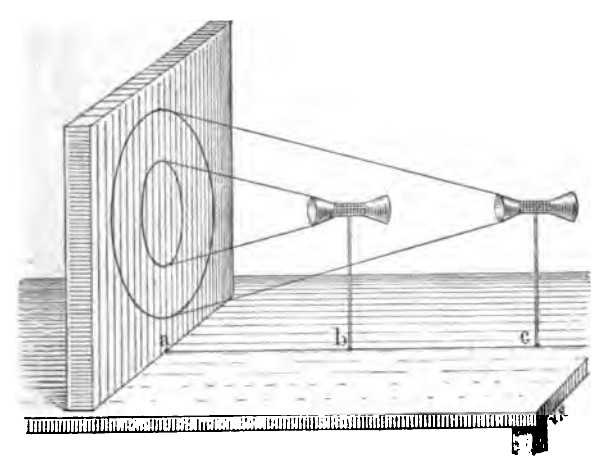


Fig. 63.

4° *La chaleur se réfléchit comme la lumière*, c'est-à dire que le rayon réfléchi *dr'* figure 64, reste dans le plan du rayon incident *dr* et de la normale au point d'incidence, et fait avec cette normale un angle égal à celui que fait le rayon incident. On le démontre en recevant dans l'œil l'image, limitée par un trou creusé dans un écran, d'un bâton de craie chauffé par la lumière Drummond. En substituant à l'œil une pile, on constate qu'il n'y a de chaleur que là où il y a de la lumière.

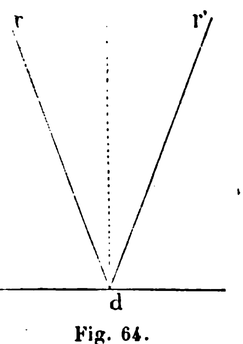


Fig. 64.

On montre encore, plus grossièrement, dans les cours, cette identité entre les lois de la réflexion de la lumière et de la chaleur, en disposant l'un en

face de l'autre, à quelques mètres de distance (fig. 65), deux miroirs concaves, placés de telle façon que la lumière d'une lampe Drummond, placée au foyer principal de l'un d'eux, vienne faire son image sur un écran au foyer principal de l'autre. En remplaçant cet écran par un peu de coton-poudre, on le voit prendre feu.

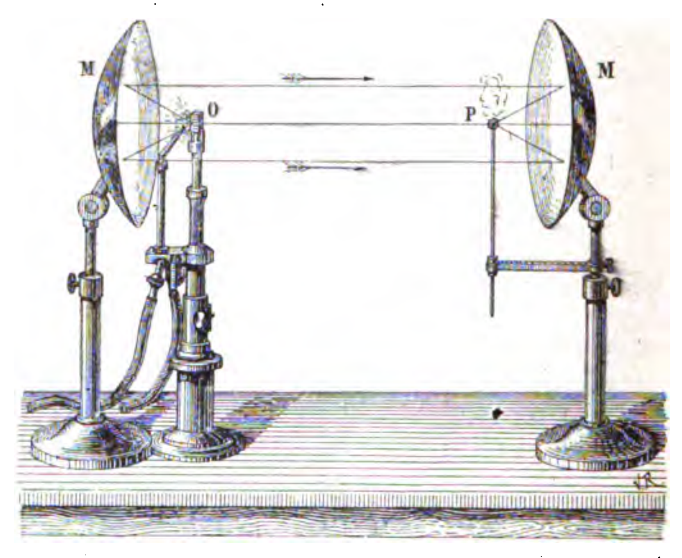


Fig. 65.

Comme pour la lumière, cette réflexion s'accompagne nécessairement d'une variation d'intensité, sur laquelle nous reviendrons bientôt. En somme, la réflexion calorifique ne nous permet pas plus l'analyse du faisceau incident calorifique que la réflexion lumineuse ne nous permet celle du rayon lumineux. Mais, pour la chaleur comme pour la lumière, nous allons trouver dans l'étude de la réfraction des résultats plus intéressants, et qui méritent de nous arrêter davantage.

5e *La chaleur se réfracte comme la lumière*, et donne comme elle un spectre qui permet l'analyse du faisceau.

64. Spectre lumineux. — Pour faire cette étude de la réfraction dans les meilleures conditions possibles, il faut, à

l'aide d'une lentille en sel gemme, projeter sur un écran l'image nette d'une fente mince, vivement éclairée par derrière, soit par la lumière du soleil, soit avec l'arc électrique. A l'aide d'un prisme placé derrière la lentille, on élargit l'image de cette fente en un spectre nuancé, dans lequel on a l'habitude de distinguer les sept couleurs qu'indique le vers :

Violet, indigo, bleu, vert, jaune, orangé, rouge.

Le rouge est le moins dévié, et de ce côté la teinte passe rapidement au noir qui correspond à l'absence totale de lumière dans l'obscurité. Du côté du violet, le plus dévié, la teinte est plus indécise, et le spectre visible s'étend plus ou moins loin, suivant les yeux qui le regardent.

65. Spectre calorifique. — Ce spectre lumineux a été pendant longtemps le seul connu. Mais promenons-y une pile thermo-électrique linéaire, formée d'une ligne de soudures ayant la hauteur de la bande spectrale, et assez étroite pour ne recevoir à la fois qu'une très petite portion du faisceau lumineux. En commençant par le violet, nous trouvons qu'elle reste insensible. Toutefois, avec un instrument encore plus délicat, le bolomètre, nous trouvons déjà de la chaleur dans le violet extrême et même au delà, de sorte que le spectre calorifique s'étend un peu au delà du spectre lumineux. Mais il y a peu de chaleur dans ces régions, et notre pile thermométrique ne commence à marquer quelque chose qu'en arrivant dans le bleu. L'intensité du courant qu'elle fournit augmente à mesure qu'elle se rapproche du rouge, et si on poursuit la recherche dans la région où il n'y a plus de couleur visible, on constate que l'impression calorifique augmente encore sur un certain parcours, passe par un maximum, et décroît ensuite un peu plus rapidement qu'elle n'a crû, si bien que toute manifestation calorifique cesse à une distance du rouge à peu près égale à une fois et demie celle qui le sépare du violet dans le spectre lumineux.

Pour nous faire une idée plus précise de cette distribution, supposons que sur une ligne horizontale AV, qui représentera

le bord supérieur de la bande spectrale, nous élevions, en chacune des positions telles que *m*, occupées par la pile thermo-électrique, une ordonnée *mn* proportionnelle à l'intensité calorifique en ce point, cette intensité étant mesurée au moyen de la déviation, comme nous l'avons dit § 62. En réunissant les sommets de ces ordonnées par une ligne continue, nous aurons une courbe figurative de la distribution de la chaleur le long du spectre. Cette courbe (fig. 66) montre

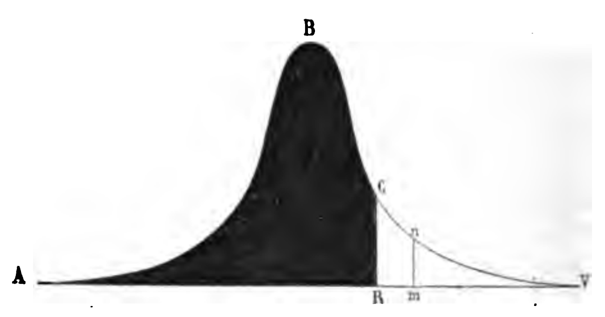


Fig. 66.

bien que le maximum B du rayonnement calorifique est en dehors du spectre lumineux RV, et se manifeste par un profil si accusé que M. Tyndall, qui l'a découvert et étudié, lui a donné le nom de Mont-Cervin de la chaleur.

Ce n'est pas tout. L'intensité calorifique que nous avons portée en ordonnée représente l'intensité moyenne sur un petit rectangle ayant pour hauteur l'épaisseur de la bande spectrale, et pour largeur l'épaisseur de la pile linéaire qui a recueilli la chaleur. Comme il en est de même en tous les points, la quantité totale de chaleur recueillie dans le spectre est égale à la somme de ces rectangles, c'est-à-dire à la surface comprise entre la courbe et la ligne ABCV. On voit que la partie ABCR de cette surface, qui a été noircie comme appartenant à la portion non lumineuse du spectre, l'emporte de beaucoup en importance sur la portion CRV qui correspond au spectre lumineux.

Concluons donc qu'à côté du spectre lumineux existe un

spectre calorifique, formé en grande partie de rayons moins déviés et par conséquent moins réfrangibles que les rayons lumineux, en partie de rayons qui sont à la fois lumineux et calorifiques. On voit même, comme nous l'avons dit, ce spectre déborder un peu le spectre lumineux du côté du violet, quand on se sert du bolomètre.

66. Spectre chimique. — Les découvertes que nous venons de faire du côté du rouge nous conduisent à chercher du côté du violet. Mais, pour bien étudier cette région, il faut, nous verrons bientôt pourquoi, remplacer la lentille et le prisme de sel gemme, dont nous nous sommes servi pour l'étude du spectre calorifique, par une lentille et un prisme de quartz. Il est commode aussi de recevoir le spectre visible sur une feuille de papier recouverte de sulfure de calcium ou d'une autre substance phosphorescente. On voit alors le spectre se prolonger bien au delà du violet, grâce à l'émission lumineuse que provoquent en ces points, sur la substance phosphorescente, des rayons qui sans elle seraient restés invisibles. Il y a même de ces substances qui ont la propriété de rester lumineuses dans l'obscurité, quelque temps après avoir subi l'impression des rayons excitateurs, de sorte que si on couvre brusquement la fente éclairée, on a un spectre phosphorescent à peu près monochromatique, qui non seulement déborde notablement le spectre lumineux vers le violet, mais encore empiète du côté du rouge, dans des régions où sa présence était masquée par l'éclat plus grand du spectre lumineux. On peut même voir que, comme lui, il a des raies correspondant à des lacunes dans l'éventail de rayons étalés par le prisme.

Les corps fluorescents comme le sulfate de quinine peuvent servir à manifester l'extension du spectre au delà du violet, mais comme ils s'éteignent aussitôt qu'ils ne sont plus sous l'impression excitatrice, on ne pourrait pas répéter avec eux la seconde partie de l'observation que nous avons faite ci-dessus.

Enfin, dans cette même région violette et ultra-violette, on trouve qu'il peut se produire des décompositions chimi-

ques. Ainsi, quand du chlorure d'argent est mis en contact avec une substance oxydable, papier, gélatine, matières organiques, et qu'on fait tomber sur lui un spectre lumineux, on voit que la préparation reste inaltérée dans le rouge, l'orangé et le jaune, mais qu'elle commence à noircir dans le vert, par suite de l'oxydation de la matière organique sous l'action du chlore du chlorure d'argent et de la mise en liberté d'argent finement divisé. Le temps nécessaire pour amener la bande imprégnée de chlorure à une teinte noire déterminée, va en décroissant à mesure qu'on se rapproche du violet, ce qui prouve que l'intensité d'action augmente. Le maximum est variable suivant la nature du réactif, car ici nous n'avons plus de phénomène univoque, comme à propos de la chaleur. Il y a même quelquefois deux maxima voisins. Mais au delà, il y a décroissance jusqu'à une limite qui s'étênd plus ou moins loin au delà du violet, et pour laquelle tout disparaît.

En somme, nous découvrons donc que le spectre lumineux est en partie recouvert, en partie débordé par un spectre dans lequel entrent des rayons plus réfrangibles, et qui semble préposé aux actions chimiques et aux phénomènes de phosphorescence et de fluorescence. C'est le *spectre chimique* ou *ultra-violet.*

En résumé, si nos yeux nous suffisent pour nous révéler un spectre lumineux plus ou moins étendu, ils ne nous disent pas *tout* le phénomène, et à l'aide de moyens appropriés, d'yeux spéciaux, nous pouvons étendre notablement, du côté du rouge et du côté du violet, le champ où se passent des phénomènes que rien ne nous autorise à mettre au second plan, sous prétexte que nous ne les voyons pas sans intermédiaires, et qui, à en juger par leur action sur le monde vivant, ont une importance au moins égale à celle des phénomènes lumineux. La vie a, en effet, autant besoin de chaleur que de lumière, et comme elle est une transformation chimique incessante, elle ne saurait rester indifférente à l'action des rayons ultra-violets. Mais nous avons tout d'abord à examiner les conséquences, au point de vue physique, des phénomènes que nous venons de découvrir.

CHAPITRE VIII

RÉFLEXION, ABSORPTION ET RADIATION

67. Inséparabilité des effets chimique, calorifique et lumineux du spectre. — La première question que nous ayons à nous poser est la suivante : Les trois manifestations spectrales que nous venons de découvrir sont-elles distinctes, à la façon de trois affiches indépendantes, collées l'une sur l'autre, et se débordant latéralement, ou bien n'y a-t-il qu'un seul spectre, jouissant de propriétés différentes sur ses divers points, si bien que dans la partie, par exemple, où se manifestent à la fois des propriétés calorifiques, lumineuses, et chimiques, il soit impossible de faire varier ou de faire disparaître une de ces propriétés sans faire varier ou faire disparaître les deux autres, de lacérer ou de décoller une des affiches sans lacérer ou décoller les deux autres?

A cette demande, l'expérience répond que toute diminution apportée, par voie de réflexion ou d'absorption, sur l'intensité lumineuse d'une région déterminée du spectre amène une diminution proportionnelle dans son activité calorique ou actinique ; que si on cherche à séparer, au moyen d'un nouveau prisme, les trois effets qui se manifestent sur la même petite tranche du premier spectre, on les retrouve, déviés, mais réunis encore au même point, et inséparables, après passage à travers le second prisme ; enfin que là où une raie du spectre visible témoigne de l'absence d'un rayon lumineux, il y a au même point une raie dans le spectre chimique et dans le spectre calorifique.

Concluons donc qu'il n'y a qu'un seul spectre, simple dans son essence, multiple dans ses manifestations.

Or, toutes ces propriétés diverses, que l'emploi du prisme nous a permis de découvrir et d'analyser, sont confondues dans le faisceau de lumière incidente. Nous avons raisonné jusqu'ici comme s'il était homogène ; nous découvrons qu'il est au contraire très hétérogène, et en nous rappelant que dans sa partie lumineuse, il peut donner naissance aux couleurs si variées que nous voyons autour de nous, nous devinons, *a priori*, qu'il doit aussi y avoir des effets de coloration au point de vue chimique et calorifique. Le faisceau complexe qui part d'un corps rouge ne peut pas être identique à celui qui part d'un corps violet.

68. Pouvoir réflecteur et pouvoir absorbant. — Revenons donc sur ce que nous avons dit à propos de la réflexion, et pour serrer la vérité de plus près, envisageons séparément la réflexion de chacune des parties du spectre. Nous connaissons, par ce qui précède, l'intensité du rayonnement calorifique, lumineux et chimique qui se manifeste en ce point, mais comme ces intensités varient proportionnellement, ainsi que nous venons de le voir, nous avons le droit de ne considérer que l'une d'elles, par exemple l'intensité calorifique, plus facile à mesurer qu'aucune des deux autres, et celle qui s'étend sur la portion la plus large du spectre.

Soit donc i l'intensité calorifique de cette portion très étroite du spectre. Faisons-la tomber, en l'isolant au moyen d'une fente, sur une plaque réfléchissante douée d'un poli parfait, et mesurons de même son intensité r après réflexion. Il est clair que s'il n'y a pas eu absorption par le milieu ambiant, ce qui est d'ordinaire le cas, toute la portion du faisceau qui ne se sera pas retrouvée dans le rayon réfléchi, à savoir $i - r$, aura pénétré dans la lame réfléchissante; appelons a l'intensité du faisceau absorbé, nous aurons :

$$r + a = i$$

d'où $\frac{r}{i} + \frac{a}{i} = 1$

$\frac{r}{i}$ représente le pouvoir réflecteur ρ de la lame par rapport au rayon considéré ; $\frac{a}{i}$ représente son pouvoir absorbant α. On a donc, pour ce faisceau élémentaire :

$$\rho + \alpha = 1.$$

Passons maintenant à une région voisine du spectre, où l'intensité est i', elle se divisera de même en r' dans le rayon réfléchi, en a' dans le rayon absorbé, et on aura de même $\rho' = \frac{r'}{i'}$, $\alpha' = \frac{a'}{i'}$ et $\rho' + \alpha' = I$, sans que rien nous autorise encore à identifier ρ et ρ', α et α'.

Nous pouvons de même déterminer toutes les valeurs de ρ et de α correspondantes aux diverses parties du spectre. Supposons maintenant qu'au lieu d'analyser par un prisme le faisceau incident et d'en faire réfléchir séparément les diverses parties, nous l'ayons fait tomber directement sur le miroir poli. Il y serait arrivé avec l'intensité

$$I = i + i' + i'' + i''' + \text{etc.}$$

Comme il s'agit d'un mélange de rayons dans lequel chacun semble se comporter comme s'il était seul, le faisceau réfléchi aurait de même emporté réunies les intensités

$$R = r + r' + r'' + r''' + \text{etc.}$$

le faisceau absorbé aurait été de même composé de :

$$A = a + a' + a'' + a''' + \text{etc.}$$

et on aurait eu de même :

$$R + A = I$$

d'où $\frac{R}{I} + \frac{A}{I} = 1$

$\frac{R}{I}$ est le pouvoir réflecteur total de la lame polie, $\frac{A}{I}$ est son

pouvoir absorbant, et on peut encore dire ici que *la somme du pouvoir réflecteur et du pouvoir absorbant est égale à l'unité*. Mais on voit que la réflexion en bloc n'est pas un phénomène élémentaire, et qu'une foule d'actions s'y trouvent noyées et confondues sous un nom commun. Il peut être intéressant, au point de vue pratique, de savoir que l'argent poli réfléchit 97 °/₀ de la chaleur incidente et le fer poli, 77 °/₀; que le noir de fumée, qui ne réfléchit pas la lumière, ne réfléchit pas non plus la chaleur; mais ce sont là des notions de moyenne et d'ensemble, et c'est le détail du phénomène qui est le plus utile à étudier.

69. Diffusion. — Avant d'y arriver, il est nécessaire de revenir sur le raisonnement que nous venons de faire. Nous y avons introduit une hypothèse, celle du poli parfait de la substance réfléchissante. Il est clair que nous ne pouvons recueillir tout le faisceau réfléchi, et mesurer son intensité, que s'il est aussi parallèle que le faisceau incident, c'est-à-dire si la réflexion a été régulière, et la surface réfléchissante exactement plane. La plus petite aspérité éparpille les rayons incidents, ainsi qu'on peut le voir sur la figure 67, où un fais-

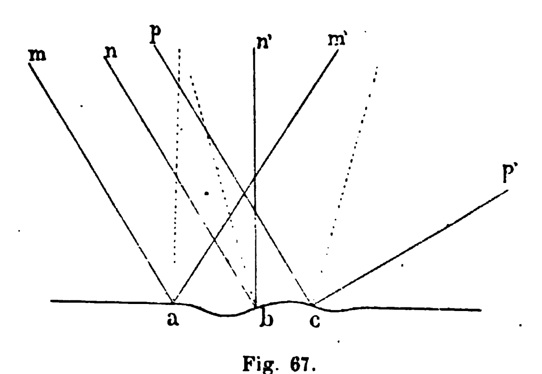


Fig. 67.

ceau *mapc*, parallèle à l'arrivée, se trouve, après avoir obéi aux lois ordinaires de la réflexion sur la surface inégale *abc*, transformé en un faisceau divergent irrégulier *am'*, *bn'*, *cp'*. Ce sont ces rayons, régulièrement réfléchis, mais lancés dans

diverses directions, qui portent dans ces directions la nouvelle qu'il y a en *abc* un miroir, c'est-à-dire qui le rendent visible. Or nous savons qu'il n'y a aucune surface réfléchissante, si polie et si transparente qu'elle soit, qui échappe totalement au regard. Toutes *diffusent* de la lumière dans tous les sens. A plus forte raison les corps non polis, à surface mate. En même temps que cette diffusion lumineuse, il y a aussi diffusion des rayons calorifiques, car autour d'un corps chaud, on sent de la chaleur dans toutes les directions, et diffusion des rayons chimiques, car on peut photographier le corps sous tous ses aspects.

Il semble donc que nous ayons eu d'autant plus tort de négliger ces rayons diffusés qu'ils constituent quelquefois une notable proportion et même la totalité des rayons partis du corps. Mais, en y réfléchissant, on voit que l'inexactitude de notre hypothèse n'entache que notre procédé de mesure, et que notre raisonnement reste exact quand on l'applique individuellement à chacun des rayons simples que nous avons considérés, et qui se réfléchissent régulièrement, quelle que soit l'aspérité sur laquelle ils tombent. Quant au faisceau irrégulier qu'ils forment après réflexion, le raisonnement restera encore exact pour lui si nous convenons de compter ces rayons diffusés au nombre des rayons réfléchis, de sorte que R les embrasse tous. Nous aurons donc toujours $R + A = I$, et, en appelant $\mathcal{R}$ le rapport $\frac{R}{I}$, $\mathcal{A}$ le rapport $\frac{A}{I}$

$$\mathcal{R} + \mathcal{A} = 1.$$

La somme du pouvoir réflecteur et du pouvoir absorbant d'une surface donnée est donc égale à l'unité.

70. Faisceau réfléchi et faisceau absorbé. — Mais la composition élémentaire du faisceau réfléchi et du faisceau absorbé sera d'ordinaire très différente de celle du faisceau incident. Elle ne serait la même que si, pour tous les rayons élémentaires, le rapport

$$\frac{\rho}{\alpha} = \frac{r}{a}$$

était le même et avait une valeur constante λ. On aurait alors évidemment :

$$\frac{R}{A} = \frac{r + r' + r'' + r''' + \text{etc.}}{a + a' + a'' + a''' + \text{etc.}} = \lambda.$$

Le faisceau incident étant blanc, le faisceau réfléchi serait aussi incolore, et le corps réflecteur serait dit incolore s'il est transparent, comme le cristal, blanc s'il est opaque et diffusif, comme la craie ou le blanc de céruse.

Mais tel n'est pas souvent le cas, et si λ n'est pas le même pour tous les rayons, le faisceau réfléchi sera coloré, et le faisceau absorbé aussi. Dès lors, toutes les combinaisons sont possibles. Un corps qui absorbera ou réfléchira les rayons lumineux absorbera ou réfléchira avec eux la portion de chaleur et d'effet chimique qu'ils représentent dans le spectre, mais il pourra être opaque pour la portion calorifique du spectre et transparent pour la portion lumineuse, ou bien, ce qui peut paraître plus surprenant, opaque pour sa portion lumineuse et transparent pour sa portion calorifique.

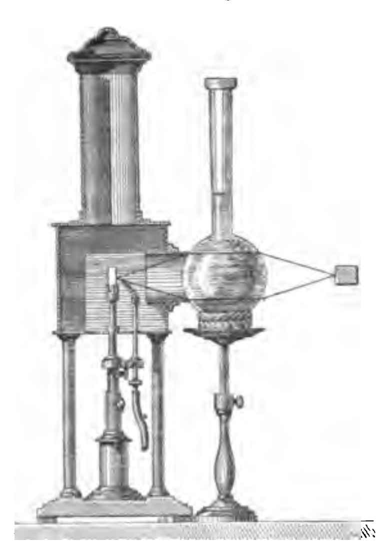


Fig. 68.

On peut mettre en évidence cette conséquence curieuse par une expérience des plus éloquentes, due à M. Tyndall. Devant le foyer d'un arc électrique, ou plus simplement devant une lampe Drummond (fig. 68), on place un ballon de verre rempli d'eau. L'eau est transparente pour les rayons lumineux et la fraction de chaleur qu'ils représentent. Elle est presque opaque pour le spectre calorifique obscur, de sorte qu'en arrière du ballon, on aura

un foyer fortement lumineux, mais où une pile thermo-électrique ne manifestera qu'une impression très faible ou même nulle, si on a rendu l'aiguille du galvanomètre Bourbouze un peu paresseuse en abaissant son centre de gravité. Sans rien changer à l'état des choses, remplaçons le ballon rempli d'eau par un ballon identique rempli d'une solution d'iode dans le sulfure de carbone assez concentrée pour être noire. Il n'y aura derrière elle aucune manifestation lumineuse, car le spectre coloré est tout entier absorbé, mais en promenant derrière le ballon la face noircie de la pile, on verra en un point l'aiguille du galvanomètre lancée avec violence. Avec une lampe Drummond la chaleur est telle en ce point qu'on ne peut y laisser un instant la paume de la main sans sentir la cuisson d'une brûlure. Avec l'arc électrique, M. Tyndall a réussi à porter au rouge une petite feuille de platine, couverte de noir de fumée pour réduire à zéro son pouvoir réflecteur, et placée au foyer de ces rayons calorifiques obscurs.

De pareils faits ne sont pas rares. Les verres colorés par l'oxyde de cuivre ne laissent passer que des rayons rouges, et sont précieux en photographie parce qu'ils arrêtent les rayons chimiques ; une mince couche d'argent déposée chimiquement sur du verre ne laisse passer qu'une fraction très faible de rayons lumineux, mais est très perméable aux rayons ultra-violets. Le sel gemme est très transparent pour les rayons calorifiques, et c'est pour cela que nous avons dû faire usage, quand nous avons voulu les étudier, d'un prisme ou d'une lentille de sel gemme. Pour la même raison, quand nous avons voulu étudier le spectre ultra-violet, nous avons pris un prisme et une lentille de quartz, substance très transparente pour lui. Le verre ordinaire est opaque pour les deux extrémités du spectre, au delà du rouge et du violet. L'eau à l'état solide, liquide ou gazeux, es à peu près dans le même cas, et c'est un fait que nous aurons souvent à rappeler.

71. Sélection. — Abandonnons maintenant cesrayon

réfléchis qui emportent dans le monde extérieur la marque du corps qu'ils quittent, et occupons-nous de ceux qui pénètrent dans son intérieur. Au premier abord, il semble que, envisagés au point de vue de leur pouvoir absorbant, les corps se partagent en deux grandes classes, les corps opaques et les corps transparents. Mais cette distinction est grossière. Aucun corps n'est assez opaque pour ne pas devenir transparent sous une faible épaisseur, au moins pour une partie du spectre. Nous avons vu qu'une couche mince d'argent laissait passer les rayons ultra-violets, et avec eux, une faible lumière verte. Les feuilles d'or battu sont aussi transparentes. De même aucun corps n'est assez transparent pour le rester sous toutes les épaisseurs. L'eau la plus limpide se teint, en tranches épaisses, de bleu, de vert ou de rouge, suivant les matériaux qu'elle tient en suspension ou en solution, et sous une épaisseur de 100 ou 200 mètres, elle devient tout à fait opaque. La seule différence entre les corps opaques et transparents est donc celle de l'épaisseur minimum que peut traverser une partie du spectre; elle est tout à fait secondaire, et dans tous les les cas, le faisceau qui a pénétré obéit à des lois identiques, que le moment est venu d'étudier.

Le corps, qui a exercé à l'entrée cette faculté de sélection dont nous avons dit les résultats, va poursuivre ce tamisage sur le faisceau déjà modifié qui pénètre dans son intérieur, et si nous le supposons décomposé en tranches successives parallèles à la face d'entrée, lorsque le rayon aura traversé la première de ces tranches, il arrivera à la seconde un peu appauvri de ceux de ses éléments que la première aura retenus. Dans la seconde, il subira une purification nouvelle, et ainsi de suite, de sorte qu'au fur et à mesure qu'il s'enfonce, il subit une transformation dont on ne connaît pas la loi exacte, mais qui, en gros, se résume en ceci : l'absorption, supposée faite par des tranches de même épaisseur, va en diminuant, puisque le faisceau s'appauvrit en éléments capables d'être arrêtés. Par suite le faisceau, tout en diminuant d'intensité, s'enrichit proportionnellement

en éléments non absorbables. Il est évidemment dangereux d'appeler du même nom l'absorption qui se produit à la surface, et ce phénomène de tamisage subi à l'intérieur du corps. Aussi désignerons-nous ce dernier sous le nom de *sélection*.

Rien ne nous dit, il est vrai, qu'absorption et sélection soient au fond choses différentes. On peut être tenté de les distinguer en remarquant que la sélection, c'est-à-dire la faculté d'arrêt, s'exerce sur des rayons que la faculté d'absorption a laissés librement pénétrer. Mais il se peut qu'il y ait là une question d'épaisseur, et que les rayons réfléchis soient ceux qui ont été sélectionnés sous une épaisseur très faible et renvoyés; que les rayons qui ont pu passer par le tamis intérieur aient besoin pour être arrêtés de traverser des épaisseurs plus grandes. Nous verrons bientôt des raisons qui parlent en faveur de ce sentiment. Quoi qu'il en soit, les deux phénomènes se produisent dans des régions différentes, n'obéissent pas aux mêmes lois, et il faut d'autant plus se garder de donner au second le nom d'absorption que si on l'emploie, il faut renoncer à la définition du pouvoir absorbant que nous avons donnée plus haut, et à ses relations avec le pouvoir réflecteur.

72. Rôle de l'eau. — L'eau et en général tous les corps transparents, lorsqu'ils sont sous faible épaisseur, n'ont qu'un pouvoir absorbant de surface, et ne manifestent pas sensiblement de pouvoir sélecteur. Quand l'épaisseur augmente, la sélection intervient et l'eau se colore, comme nous l'avons vu; le faisceau se dépouille d'une partie de ses éléments constituants. Quand ces éléments sont empruntés de préférence à la région calorifique, le corps est dit *athermane*. Il est dit *diathermane* au contraire, quand il laisse bien passer le rayonnement calorifique. La *diathermanéité* est donc la transparence calorifique, et n'est pas nécessairement liée à la transparence lumineuse. La solution d'iode dans le sulfure de carbone est très diathermane et tout à fait opaque sous une certaine épaisseur. L'eau pure est au contraire à la fois transparente et athermane, mais il n'y a

rien d'absolu dans ces expressions, car quand l'épaisseur augmente encore, la sélection s'étend à la totalité du faisceau. C'est ainsi que nous avons vu l'eau, transparente et athermane sous une épaisseur assez faible, devenir tout à fait opaque lorsque l'épaisseur augmente suffisamment.

Cette sélection appartient à l'eau sous ses trois états, et son influence est grande dans la nature. Un rayon de soleil qui arrive aux limites de notre atmosphère y apporte tous ceux de ses éléments que n'a pas absorbés le milieu éthéré qu'il a traversé. Tant que nous ne connaissons pas ces éléments, nous disons qu'il arrive intact. Mais aussitôt qu'il rencontre de la vapeur d'eau, il y laisse ceux de ces éléments que l'eau ne laisse pas passer, c'est-à-dire les rayons infra-rouges et les rayons ultra-violets. Il s'en dépouille d'autant plus que l'épaisseur traversée est plus grande, et plus grande aussi la quantité absolue de vapeur d'eau qu'il rencontre. Si bien que, d'ordinaire, il arrive à la surface du sol dépouillé d'une partie de ses rayons calorifiques. Ceux qu'il a conservés échauffent le sol, l'échauffent faiblement, et celui-ci devient à son tour une source de chaleur obscure. n'émettant que des rayons calorifiques obscurs que la vapeur atmosphérique, très abondante dans les couches voisines du sol, retient au passage et conserve dans les régions inférieures. La vapeur d'eau est donc pour la terre un manteau protecteur qui la protège le jour contre une insolation trop vive, et la nuit contre un refroidissement trop accentué. Les vitrages des serres et des couches de nos jardins jouent, par le même mécanisme, le même rôle vis-à-vis des végétaux qu'elles abritent. Seulement ici, comme il y a une et même deux surfaces réfléchissantes, le pouvoir réflecteur et le pouvoir absorbant interviennent aussi.

C'est parce qu'il a substitué l'étude du spectre de l'arc électrique à celle du spectre solaire, nécessairement appauvri de ses rayons calorifiques par son passage à travers l'atmosphère, que M. Tyndall a pu faire sur la constitution du spectre calorifique les curieuses découvertes que nous avons signalées plus haut. Enfin c'est en se fiant au pouvoir



sélecteur de l'eau pour les rayons calorifiques que le même physicien a pu avoir la belle imprudence, dans son expérience sur le tamisage des rayons par la dissolution d'iode dans le sulfure de carbone, d'exposer un instant la rétine de son œil au point précis où il venait de porter une lame de platine au rouge par l'action des rayons calorifiques obscurs. Il n'a perçu aucune impression, ni lumineuse ni calorifique, les rayons lumineux étant arrêtés par la solution d'iode, les rayons calorifiques par les milieux aqueux de l'œil, et nous pouvons tout de suite tirer de cette expérience une autre conclusion : c'est que, alors même que la rétine serait capable de traduire par une impression cérébrale l'arrivée sur sa surface des rayons calorifiques, nous serions insensibles à cette impression-là, les milieux de l'œil empêchant les rayons qui pourraient la produire de pénétrer jusqu'à la couche rétinienne. On démontre, en effet, au moyen du bolomètre, qu'il n'y a plus de rayons calorifiques ni chimiques dans un faisceau solaire qui a traversé les milieux transparents d'un œil-de-bœuf. Voilà une raison pour que nous ne les *voyions* pas. Mais il y a peut-être une autre raison, c'est que la couche des bâtonnets de la rétine, comme la couche d'épanouissement du nerf acoustique, n'est capable de transmettre qu'un certain nombre de vibrations, et reste aveugle, comme l'autre reste sourde, pour toutes les autres.

73. Transmutation des rayons absorbés. — Que deviennent les rayons ainsi arrêtés au passage? Conservent-ils leur réfringence, c'est-à-dire leur place dans le spectre, et les actions physiologiques auxquelles ils présidaient? L'expérience répond non. Un morceau de métal noirci, ou plus généralement un corps quelconque, s'échauffe quand il est exposé à la lumière du soleil, mais ne devient pas lumineux, à moins qu'on ne le mette au foyer d'une lentille, ou, comme Buffon, d'un vaste miroir réflecteur. Les rayons lumineux qu'il absorbe deviennent donc des rayons calorifiques obscurs. Le bisulfate de quinine, au contraire, et tous les corps fluorescents et phosphorescents s'illuminent de teintes variées

lorsqu'ils reçoivent les rayons invisibles ultra-violets. Ces deux exemples, opposés en apparence, ont ceci de commun que dans les deux, les rayons absorbés ont diminué de réfrangibilité. De lumineux, ils sont devenus calorifiques; de chimiques, lumineux. On a cru que tel était le cas général jusqu'au jour où M. Tyndall, dans l'expérience que nous avons racontée, a fait rougir une lame de platine placée au foyer des rayons calorifiques. Ici les rayons retenus avaient augmenté de réfringence.

Ces quelques exemples prouvent que tous les cas sont possibles, et que les rayons absorbés peuvent se transformer de toutes les façons, ou même ne pas se transformer du tout. C'est ce qui arrive sans doute pour le rayonnement calorifique obscur qu'un poêle émet autour de lui, et qui reste obscur dans les corps qu'il pénètre et qu'il échauffe.

74. Échauffement par conductibilité. — Nous arrivons maintenant au mécanisme de cet échauffement. De quelque façon que se fasse la sélection, sur une épaisseur infiniment faible, comme chez les métaux et les corps athermanes, ou sur une épaisseur plus ou moins grande, comme dans les corps diathermanes, il est sûr que toutes les tranches du corps ne sont pas également servies; les premières traversées retiennent plus de chaleur que les suivantes. Pourtant la chaleur pénètre peu à peu le corps tout entier, et voyage, dans une plaque métallique, de la face chauffée et éclairée à la face opposée. C'est précisément par sa lenteur d'action que le mécanisme de cette pénétration diffère le plus de celui de la chaleur rayonnante. Celle-ci voyage dans l'espace et dans les corps transparents avec une vitesse égale à celle de la lumière dont elle fait partie. On sent la chaleur d'un foyer dès qu'on enlève l'écran qui le cachait, la chaleur du soleil dès que nous quitte l'ombre du nuage qui le voilait. Mais ce n'est qu'avec lenteur que cet écran, chauffé par une de ses faces, laissera sentir de la chaleur sur l'autre, ou que ce nuage se laissera assez pénétrer par la chaleur pour s'évaporer et disparaître.

On désigne sous le nom de *bons conducteurs* les corps qui se laissent ainsi rapidement pénétrer par la chaleur qui leur arrive sur une de leurs faces. Tels sont en général les métaux. Ces métaux même sont très inégaux entre eux. On comprend, sans qu'il soit besoin d'insister, qu'on ait pu les comparer les uns aux autres en prenant des barres égales de métaux ou de corps divers, en chauffant également ces barres par une de leurs extrémités, et en cherchant le temps nécessaire pour qu'à égales distances du point chauffé, la température s'élevât à un degré déterminé. Voici les résultats de cette comparaison, c'est-à-dire l'*ordre des conductibilités*, en prenant pour unité celle de l'or qui est maximum.

Or	100	Étain	30
Argent	97	Plomb	17
Cuivre	90	Marbre	2,3
Fer	26	Porcelaine	1,2
Zinc	36	Eau	Insensible.

Les corps cristallisés, tels que l'étain, le bismuth, les corps poreux ou pulvérulents, tels que la brique ou le sable, sont des corps conduisant très mal la chaleur. Il en est de même des substances organiques, par exemple du bois et des tissus. Cette mauvaise conductibilité des êtres vivants tient en grande partie à l'eau qu'ils contiennent, car l'eau est très mauvaise conductrice. On e montre facilement en fermant un entonnoir avec le tube d'un thermomètre à air (fig. 69), dont le réservoir volumineux *b* vient affleurer à quelques millimètres au-dessous de l'eau qui remplit l'entonnoir. Au-dessus de cette eau on verse une légère couche

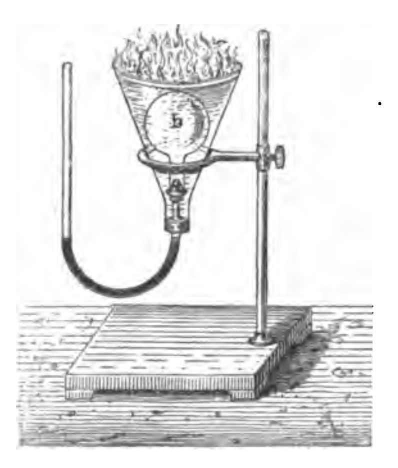


Fig. 69.

d'éther de pétrole, qu'on enflamme. Malgré la chaleur et la lumière du foyer puissant ainsi créé, l'index du thermomètre à air varie à peine, ce qui témoigne à la fois de la mauvaise conductibilité de l'eau et de son opacité pour les rayons calorifiques.

75. Échauffement par convection. — Pour échauffer rapidement de l'eau, il faut la chauffer par le bas, et alors ce n'est plus la conductibilité qui intervient, mais la convection de la chaleur par les couches d'eau qui, chauffées au fond du vase et devenues par là plus légères, remontent dans la masse et s'y refroidissent en l'échauffant.

Les gaz se chauffent encore plus facilement par convection que les liquides, parce que, à cause de la grandeur du coefficient de dilatation, la moindre différence de température amène des inégalités de densité très marquées, et en outre parce que les mouvements des gaz se font encore avec moins de frottements que ceux des liquides. Mais quand on gêne ces mouvements en emprisonnant les gaz dans des masses filamenteuses telles que de l'édredon, de la laine, du coton, des fourrures et même de la paille, le gaz est quasi immobilisé, sa mauvaise conductibilité apparaît, et le mélange d'air et de solides ainsi obtenu forme une très bonne protection contre la chaleur ou contre le froid.

76. Équilibre mobile de température. — Quelle que soit la façon dont le corps s'est échauffé, sous l'influence d'un rayonnement, par sélection ou par conductibilité, sa température s'élève, et on s'aperçoit qu'il commence à rayonner à son tour. Une pile thermo-électrique, placée en face de lui, entre en action, et fait dévier l'aiguille du galvanomètre dès que la température du corps s'élève au-dessus de la température ambiante. Mais il serait évidemment absurde de supposer qu'elle attend ce moment pour être impressionnée, et qu'elle est restée inerte jusqu'alors. Il est infiniment plus logique et plus d'accord avec ce que nous savons sur le rayonnement, d'admettre que le corps et la pile rayonnent

l'un vers l'autre à chaque instant. Si les rayonnements qu'ils échangent sont égaux, la pile perd autant de chaleur qu'elle en reçoit, et sa face exposée ne subit aucune variation de température. Si le corps lui envoie plus qu'elle ne lui rend, elle s'échauffe. C'est le phénomène que nous venons de constater. Il a une contrepartie nécessaire. Si le corps dont elle reçoit le rayonnement est plus froid qu'elle, elle doit se refroidir et manifester un courant inverse du précédent. C'est ce qui arrive quand on remplace le corps chaud par un mélange réfrigérant de glace et de sel marin.

Dans cette conception, l'équilibre de température entre deux corps quelconques qui peuvent rayonner l'un sur l'autre n'est pas un état de repos ; il représente, pour l'un comme pour l'autre, l'égalité entre les entrées et les sorties. Aussi l'a-t-on appelé *équilibre mobile de température*.

77. Pouvoir émissif. — Soit donc A (fig. 70) un corps en équilibre de température avec son enceinte B. Mettons en présence de ce corps, à une distance quelconque, la face d'une pile thermo-électrique p, que nous supposerons aussi en équilibre de température avec la même enceinte. Rien ne sera changé à l'état du corps A, car si la pile, armée de son cône réflecteur, lui cache la *vue* et par conséquent le rayonnement de la portion mn de l'enceinte, elle substitue à ce rayonnement le sien propre, qui est identique. La quantité de chaleur reçue par le corps A ne dépend pas de la distance (63), et ce corps ne s'aperçoit pas de la substitution. Il en est de même évidemment pour la pile dont la présence du corps A ne trouble pas l'état d'équilibre.

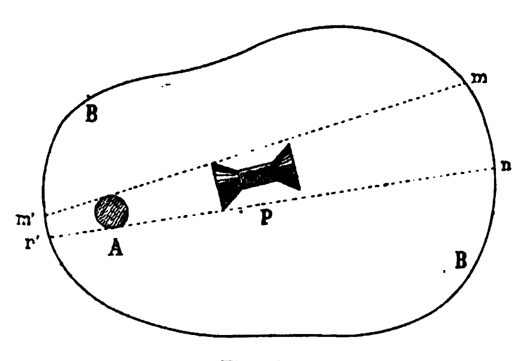


Fig. 70.

Cette pile recevait de la partie $m'n'$ de l'enceinte un rayonnement total, que nous prendrons pour unité, et dont elle réfléchissait ou diffusait une portion R, et absorbait une portion A; on avait :

$$R + A = 1.$$

Pour que sa température ne change pas, il faut qu'elle perde à chaque instant, et envoie sur la surface $m'n'$, ou sur le corps A qui la masque, une quantité totale de chaleur E qui, mesurée au moyen des mêmes unités que les quantités de chaleur précédentes, soit précisément égale à A, la quantité de chaleur absorbée. On aura donc :

$$E = A$$

et par suite

$$R + E = 1.$$

On pourrait évidemment retourner le raisonnement que nous venons de faire, et l'appliquer, non plus à la pile, mais au corps A, pour lequel il serait également vrai.

Cette quantité E, ainsi mesurée, est ce qu'on appelle le *pouvoir émissif*. On peut donc dire que, *dans un corps en équilibre de température, le pouvoir émissif est égal au pouvoir absorbant*.

78. Contentons-nous, pour le moment, de cette définition évidemment grossière du pouvoir émissif. Elle a l'avantage de condenser toutes nos études sur la chaleur rayonnante dans les trois formules très brèves :

$$R + A = 1 \qquad E = A \qquad R + E = 1$$

qui relient au pouvoir réflecteur ou diffusif, sur lequel l'œil nous donne des renseignements grossiers, mais suffisants, les pouvoirs absorbants ou émissifs, plus difficiles à saisir. On devine tout de suite, à la vue de ces formules, que les métaux polis ont un pouvoir absorbant et émissif très faible, que le noir de fumée a au contraire un pouvoir absorbant et émissif très grand. Pour chauffer rapidement de l'eau devant un

foyer, il faudra donc l'enfermer dans des vases noircis. Pour qu'une fois chaude, cette eau se refroidisse lentement, il faudra la garder dans des vases polis. Si on recouvre de noir de fumée l'une des moitiés d'une théière, en conservant à l'autre son poli, et si on remplit le vase d'eau chaude, il suffit de mettre les deux mains à égale distance de la face noircie et de la face polie pour sentir la différence des rayonnements émis. En faisant tourner la théière sur un support en présence de l'une des faces d'une pile, on peut mesurer et montrer la différence des effets obtenus. De même il faut revêtir de noir un poêle dont on veut obtenir un rayonnement intense, couvrir au contraire de faïence polie un poêle dont on veut faire durer la chaleur.

79. On pourrait multiplier ces exemples. Mais, pour les mieux comprendre, il est utile de revenir sur les notions qui nous les ont fournis. Notre définition du pouvoir émissif pèche par deux points. En premier lieu, elle ne s'applique qu'à un corps en équilibre de température avec le milieu ambiant. Ce n'est que pour un pareil corps que le *nombre* des rayons calorifiques émis est égal à celui des rayons absorbés. Il leur est inférieur si le corps s'échauffe, supérieur si le corps se refroidit. En second lieu, la définition du pouvoir émissif ne s'applique qu'à la *quantité* de rayons et non à leur *qualité*. Il suffit, pour que l'équilibre se maintienne, que le corps perde autant de chaleur qu'il en reçoit, mais il n'est pas du tout nécessaire que cette chaleur soit empruntée aux mêmes régions du spectre. En fait, c'est ce qui n'arrive presque jamais. Un corps qui s'échauffe au soleil reçoit de la chaleur lumineuse et obscure, et n'émet que de la chaleur obscure. Inversement, la lame de platine chauffée au rouge, dans l'expérience de Tyndall, ne recevait que de la chaleur obscure et émettait de la chaleur en partie lumineuse. Il importe donc, pour donner plus de précision à notre étude, d'abandonner l'emploi des faisceaux complexes pour revenir aux rayons simples. Examinons ce que deviennent alors les relations entre le pouvoir absorbant et le pouvoir émissif.

80. Absorption et radiation dans les gaz. — Nous commencerons par l'étude des gaz. Il est théoriquement facile, en les interposant en couche assez épaisse sur le trajet d'un faisceau lumineux émané par exemple d'une lampe Drummond, et en étalant ensuite ce faisceau au moyen d'un prisme, de chercher, soit au moyen d'une pile linéaire dans le spectre calorifique, soit au moyen de l'œil dans le spectre lumineux, les traces de l'absorption exercée par le gaz sur le faisceau qui le traverse. Dans la pratique, cette étude se fait par d'autres moyens qui conduisent au même résultat, et on voit que les gaz font apparaître, dans le spectre complet, des raies, c'est-à-dire des lignes fines qui apparaissent en noir dans le spectre lumineux, non pas parce qu'elles ne reçoivent pas de lumière, mais parce que l'éclat du spectre y est très affaibli. Dans le spectre calorifique, la chaleur y est moindre aussi que dans les parties voisines.

Ces raies calorifiques, lumineuses et chimiques, correspondent à ceux des rayons du spectre qui ont été de préférence absorbés par la couche gazeuse, sous l'épaisseur traversée. Pour les gaz simples, l'oxygène, l'azote, l'hydrogène, les raies sont peu nombreuses et très fines, de sorte que le total des surfaces qu'elles recouvrent est extrêmement petit par rapport à la surface totale du spectre. Le pouvoir absorbant des gaz simples, pris sous une épaisseur notable à la pression ordinaire, est donc très peu accusé. Il devra en être de même pour le pouvoir émissif, si la notion générale que nous avons établie plus haut s'applique aussi à ce cas particulier. Et en effet, le pouvoir émissif des gaz simples est tellement faible que c'est à peine si avec les appareils les plus sensibles, M. Tyndall a réussi à le mesurer.

81. Absorption et radiation dans les vapeurs. — Les vapeurs se comportent un peu différemment. Placées sur le trajet d'un faisceau calorifique et lumineux, elles font apparaître dans le spectre non plus des *lignes*, mais des *bandes* d'absorption plus ou moins larges, réparties sur la longueur du spectre suivant une loi qui dépend à la fois de la nature

de la vapeur et de l'épaisseur traversée. Nous avons vu que la vapeur d'eau absorbait de préférence la chaleur obscure, et qu'elle était à peu près transparente pour les rayons lumineux. Aussi est-elle incolore sous une faible épaisseur. Elle se teint de bleu quand l'épaisseur ou la quantité augmente. Quand l'absorption emporte des bandes dans le spectre lumineux, la vapeur est colorée; ainsi celle du brome et de l'iode, très transparente pour la chaleur obscure, est opaque pour certains faisceaux de la région lumineuse.

Comme conséquence, nous pouvons nous attendre à trouver aux vapeurs un pouvoir émissif notable. C'est en effet ce que M. Tyndall a vérifié. Il n'y a en moyenne, en poids, que $\frac{1}{2}$ 0/0 de vapeur d'eau dans l'air, mais les pouvoirs absorbant et émissif de cette faible quantité de vapeur équivalent au moins à 100 fois ceux de l'air sec avec lequel elle est mélangée, ce qui revient à dire que c'est la vapeur d'eau qui constitue presque à elle seule le manteau protecteur jeté autour de notre globe pour y régulariser les effets de l'action solaire.

Nous verrons dans la Météorologie les conséquences de cette action de la vapeur d'eau. Pour le moment, nous établissons nos principes, et nous avons à démontrer, non seulement que le pouvoir absorbant et le pouvoir émissif augmentent ou diminuent ensemble, mais portent sur les mêmes rayons du spectre. Nous pouvons y arriver au moyen d'une belle expérience faite pour la première fois par Foucault, mais dont les conséquences, restées invisibles pour ce savant, ont été développées par Bunsen et Kirchoff.

82. Spectres d'émission et d'absorption. — Cette expérience, faite par Foucault au moyen de la lumière de l'arc électrique, peut être répétée plus facilement de la façon suivante : sur le trajet d'un faisceau calorifique et lumineux, émané d'une lampe Drummond, étalé en spectre au moyen d'un prisme, on dispose un ou deux forts becs Bunsen dont on rend la flamme bleue et très chaude, en y faisant arriver

la quantité voulue d'air. L'interposition de ces becs ne change rien au spectre. On porte alors dans chacune des flammes une petite cuiller de platine renfermant soit un fragment de sodium, soit quelques grains de sel marin. On voit aussitôt la flamme des becs se colorer en jaune, et simultanément apparaître dans la partie jaune du spectre deux lignes noires très voisines qui, examinées isolément, ne sont pas privées de lumière, mais dont l'éclat devient subitement plus faible que celui des régions voisines, qui ne change pas. On note la place de ces deux raies. Si alors on masque brusquement ou si on éteint la lampe Drummond, on voit le spectre disparaître, et à la place où y existaient les deux lignes noires, apparaître deux lignes brillantes, qui durent aussi longtemps qu'il y a du sodium dans les flammes et disparaissent aussitôt qu'il est épuisé.

Dans la flamme chaude des becs Bunsen, le sodium s'est vaporisé, ou, si on y a mis du chlorure de sodium, ce sel s'est dissocié, et les deux raies brillantes du spectre de la flamme sont faites des deux rayons émis par la vapeur de sodium à cette température. Elles constituent le *spectre d'émission* du sodium volatilisé. On voit qu'elles rapprochent ce corps, à l'état de vapeur, des gaz simples. Si le spectre de la lampe Drummond est sillonné de deux raies noires par l'interposition de deux lampes à sodium, c'est que ces flammes absorbent précisément les rayons qu'elles sont capables d'émettre. En réalité, il y a toujours, au point occupé par ces deux raies noires, les raies brillantes émises par la flamme du sodium, mais comme leur intensité est notablement inférieure à celle des portions correspondantes du spectre de la lampe Drummond, elles apparaissent en noir sur le fond du tableau.

Les autres métaux, introduits dans la flamme, produisent des effets analogues. Ainsi le calcium donne une raie orangée et une raie verte; le strontium, une raie rouge et une raie bleue; le cuivre, une raie rouge orangé et une verte. Un mélange de ces divers métaux, introduits à l'état de chlorures dans la flamme, donne dans le spectre, et chacune à sa place,

les raies caractéristiques des métaux entrant dans le mélange. Si bien qu'on peut les reconnaître et les dénommer de suite, soit en examinant le spectre de raies brillantes, soit en étudiant les raies d'absorption produites par l'interposition du mélange de vapeurs sur le trajet d'un faisceau de lumière donnant un spectre continu.

83. Spectroscope. — Ni les gaz, ni les vapeurs, dans les conditions ordinaires, ne sont capables de produire de ces spectres continus. Pour en obtenir, il faut s'adresser aux liquides ou aux solides incandescents. Ainsi les charbons de l'arc électrique donnent un spectre continu, tandis que celui de l'arc, formé de vapeurs ou de gaz incandescents, est un spectre discontinu. De même le fragment de chaux incandescente de la lampe Drummond, un bain de platine ou d'argent fondu donnent des spectres continus.

Si on admet, avec MM. Bunsen et Kirchoff, que le soleil est formé par une masse centrale incandescente, solide ou liquide, entourée par une atmosphère de vapeurs, incandescentes aussi, on s'explique bien les raies nombreuses dont est sillonné le spectre solaire. Elles sont dues à l'absorption exercée par l'enveloppe de vapeurs sur le spectre continu que fournirait le noyau intérieur, si nous pouvions le voir à nu. Leur existence témoigne de la présence dans l'atmosphère du soleil, et probablement dans son noyau, des métaux capables de les produire. C'est là le principe de l'admirable méthode de spectroscopie de MM. Bunsen et Kirchoff, qui nous a permis de connaître la composition chimique des corps célestes. C'est ainsi qu'on a pu découvrir dans le soleil l'existence du fer, du sodium, du nickel, du bismuth, du magnésium, du chrome, de l'hydrogène avec ses quatre raies caractéristiques. Cet hydrogène forme même autour du soleil une enveloppe épaisse, peut-être parce que sa légèreté lui permet de s'éloigner plus du noyau que les autres éléments de l'atmosphère solaire. En dirigeant la fente d'un spectroscope de façon à ce qu'elle soit coupée, par moitié, par le bord brillant et lumineux du soleil, la seconde moitié vise cette

atmosphère incandescente d'hydrogène, assez épaisse et assez brillante pour fournir un spectre qui, étant celui d'un gaz, est un spectre à raies lumineuses, formé de quatre raies. Or ces quatre raies viennent se superposer exactement sur quatre raies obscures du spectre brillant fourni par la moitié inférieure de la fente. Le soleil et son enveloppe d'hydrogène permettent donc de répéter l'expérience du renversement des raies que nous faisions tout à l'heure avec d'autres moyens, et cette expérience est évidemment confirmative de la théorie de Bunsen et Kirchoff sur la constitution du spectre solaire.

84. Influence de l'état physique des corps. — Il y a une conclusion à tirer de tout cela. Nous avons dit que le cuivre en vapeurs donnait deux raies brillantes. Une surface de cuivre incandescent donnerait au contraire un spectre continu. Il en résulte que si les raies sont caractéristiques du cuivre, elles le sont aussi de l'état physique sous lequel le cuivre les émet. L'expérience montre en effet qu'à mesure qu'on condense une vapeur ou même un gaz, le nombre des rayons qu'il peut émettre ou absorber va en augmentant, c'est-à-dire que le nombre des raies ou des bandes brillantes qu'il donne dans le spectre va en croissant, et en même temps ces raies ou bandes vont en s'élargissant, de façon à produire bientôt un spectre complet analogue à celui d'un corps solide ou liquide. Il y a donc, au point de vue spectral, entre les solides, les liquides, les vapeurs et les gaz, cette continuité que nous révèlent les autres parties de la physique.

85. Absorption et radiation dans les solides et les liquides. — Les liquides et solides émettant des spectres continus, il est impossible de les soumettre à l'épreuve délicate à laquelle se prêtent si facilement les gaz et les vapeurs, et de poursuivre pour eux, jusque dans les rayons simples, la démonstration du parallélisme entre le pouvoir absorbant et le pouvoir emissif. Mais on peut le démontrer

pour des portions plus larges du spectre, en particulier pour le spectre calorifique et le spectre lumineux. Qu'on chauffe, comme l'a fait M. Tyndall, à la même température de 100°, une lame de verre et une lame de sel gemme, que l'on place ensuite à la même distance de l'une des faces d'une pile, on verra que cette pile sera à peine impressionnée par le rayonnement de la lame de sel gemme, tandis qu'elle le sera beaucoup par celui de la lame de verre. C'est que le sel gemme, qui n'absorbe pas les rayons calorifiques obscurs, ne les émet pas non plus, et bien qu'à la même température, rayonne beaucoup moins que le verre, qui absorbe et émet facilement le rayonnement calorifique obscur.

86. Mécanisme de l'action de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. — De cette expérience et en général de tout ce que nous venons de dire sur l'égalité des pouvoirs absorbant et émissif, on pourrait être tenté de conclure que la vapeur atmosphérique, qui absorbe si activement au passage la chaleur obscure des rayons solaires, les rayonne et les laisse perdre ensuite avec une puissance égale à celle qu'elle a mise à les absorber, et que, par conséquent, au moins pour ces rayons, les plus importants du rayonnement total au point de vue calorifique, la vapeur d'eau est aussi nuisible qu'utile. Mais il ne faut pas oublier que la vapeur d'eau, qui s'est chauffée en absorbant les rayons du soleil, ne conserve pas sa chaleur pour elle, et l'abandonne presque tout entière à l'air avec lequel elle est mélangée. En d'autres termes, elle permet à l'air, qui sans elle resterait froid, de prendre sa part du rayonnement solaire. Une fois échauffé, cet air rayonne peu et, pour perdre sa chaleur, il faut qu'il la communique par voie de conductibilité à la vapeur qui seule peut le dissiper. Tout cela exige du temps, et s'accompagne de phénomènes très importants pour la physique du globe, et que nous examinerons en leur lieu. Or, qui dit intervention du temps dit régulation. Quant au résultat définitif, il est évidemment le même que si la vapeur n'existait pas, et nous verrons que, en somme, la terre

ne conserve rien de la chaleur solaire. Dans son ensemble, elle se comporte comme un corps rayonnant homogène, et comme elle voyage dans un milieu très froid, elle doit se refroidir en vertu de ces mêmes lois du rayonnement dont nous poursuivons l'étude.

CHAPITRE IX

THÉORIE MÉCANIQUE DE LA CHALEUR

87. Chaleur produite par les actions mécaniques. — Dans les chapitres qui précèdent, nous avons étudié successivement les sources artificielles de chaleur et le rayonnement solaire. Nous avons à examiner maintenant la chaleur produite par les actions mécaniques.

Tout effet mécanique dans lequel il y a une dépense de travail produit de la chaleur. Ainsi, quand on comprime brusquement de l'air dans le briquet à air (fig. 71), on en élève assez la température pour pouvoir enflammer un fragment d'amadou, porté par un anneau métallique placé à l'extrémité du piston. Un petit cube de plomb qui, placé sur la pile thermo-électrique, laissait l'aiguille en repos, la chasse vivement quand on l'y reporte après l'avoir martelé à plusieurs reprises, surtout si le martelage se fait sur un billot de bois qui ne refroidit guère le plomb par contact. Une balle de fusil qui s'aplatit sur un obstacle s'échauffe. Un boulet se chauffe au rouge en s'incrustant dans une cuirasse et en fond l'acier à son contact.

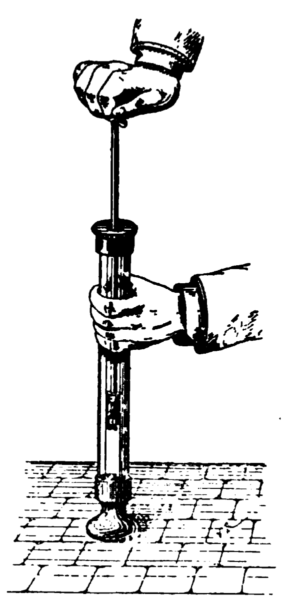


Fig. 71.

De même le frottement amène une élévation de tempé-

rature. Un bouton métallique plat, emmanché au bout d'une tige de bois, impressionne la pile quand on l'a frotté quelques instants sur sa manche. Les tourillons et les paliers d'un volant de machine à vapeur s'échaufferaient jusqu'au rouge si on ne les graissait pas. Si on monte sur un tour (fig. 72), un tube de cuivre creux rempli d'eau et fermé par un bouchon,

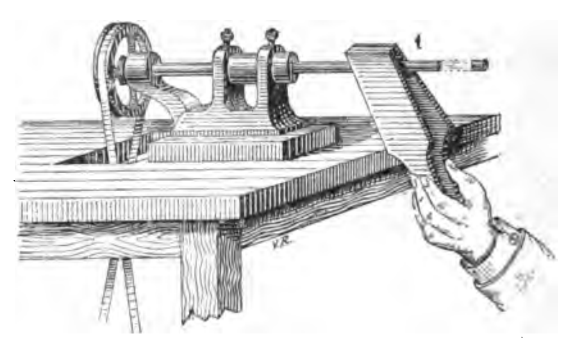


Fig. 72.

et si on le fait tourner en le mordant entre les mâchoires d'un étau en bois, creusé d'une rainure de façon à bien embrasser le métal et à exercer sur lui un frottement énergique, on peut amener l'eau à bouillir et à projeter vivement le bouchon par la pression de sa vapeur. On fait même fondre de l'étain dont on aura rempli le tube, et qu'on verra couler en gouttelettes, par l'extrémité ouverte.

88. La chaleur est un mode de mouvement. — On pourrait multiplier ces expériences ou ces exemples. Tout y est inexplicable si la chaleur est quelque chose de matériel. Il y aurait en effet alors création de matière, tandis que partout ailleurs, dans la physique, dans la chimie, dans le monde vivant, on n'assiste qu'à des transformations de la matière, mais jamais à sa création. Au contraire, tout dans ces expériences se comprend facilement si la chaleur est un *mode particulier de mouvement*. Dans toutes, en effet, les matériaux mis en œuvre sont restés à la fin ce qu'ils étaient à l'origine. Notre cube de plomb et notre marteau n'ont pas

changé; de même le bouton que nous avons frotté, le tourillon et les paliers, qui se sont échauffés, mais sont restés ce qu'ils étaient. De même notre étain fondu, qui ressort du tube à l'état sous lequel il y est entré. Mais partout aussi il y a eu une dépense de force et de mouvement, qui ne s'est traduite par aucun autre effet sensible que la production de chaleur.

89. Demandons-nous comment s'est faite la traduction. La manière la plus simple de la comprendre est évidemment de supposer que l'impression que nous appelons chaleur résulte elle-même d'un mouvement qui, existant dans le corps chaud, se transmet, sous forme de mouvement communiqué, à nos organes, à nos nerfs et à notre cerveau qui seul en a conscience.

La première objection qui vient à l'esprit, c'est que ce mouvement est, sinon invisible (car, en somme, il a pour traduction un phénomène de dilatation), du moins bien peu visible. Mais il y a d'autres mouvements tout aussi peu visibles dont nous avons pourtant conscience, qui se traduisent par des impressions en apparence très éloignées de tout effet mécanique, et qui n'en sont pas moins des mouvements. Je prendrai pour exemple les phénomènes sonores.

90. Assimilation aux phénomènes sonores. Amplitude et durée d'une oscillation. — Une tige métallique élastique que l'on fixe par sa partie inférieure en la mordant entre les mâchoires d'un étau, et que l'on fait vibrer, exécute autour de sa position d'équilibre *ab* (fig. 73), des oscillations dont l'amplitude, c'est-à-dire l'angle d'écart $a'ba''$, va en diminuant peu à peu. Ces oscillations sont d'abord assez lentes pour qu'on puisse les compter et savoir par conséquent quelle est leur durée. On s'aperçoit bien vite de ce premier fait important que *la durée de l'oscillation est indépendante de l'amplitude*, tant que cette amplitude ne dépasse pas certaines limites, et que, par conséquent, dans ces limites, les *oscillations sont isochrones* comme celles d'un pendule.

Comme pour le pendule, la durée de l'oscillation diminue avec la longueur de la partie vibrante. Si on raccourcit en effet la tige en la mordant un peu plus haut, ses oscillations, toujours isochrones, deviennent de plus en plus rapides à mesure que la tige vibrante se raccourcit, et en même temps on entend la tige, d'abord silencieuse dans son mouvement, donner un ronflement sourd qui se transforme peu à peu en un son musical. Quand la tige vibrante est devenue très courte, la main est un organe trop grossier pour la mettre en mouvement, mais en l'ébranlant alors au moyen d'un archet, on peut en tirer des sons de plus en plus aigus. A ce moment, les oscillations autour de la position d'équilibre sont devenues invisibles, mais on peut les manifester par des moyens spéciaux, et d'ailleurs, comme il n'y a nulle part de solution de continuité dans cette série de phénomènes, nous sommes autorisés à conclure que la sensation que nous appelons *son* résulte d'un mouvement oscillatoire invisible dans notre tige vibrante. Nous pouvons même aller plus loin, et admettre : 1° que ce mouvement oscillatoire est encore isochrone comme au début; 2° que sa durée, c'est-à-dire la période de la vibration, est indépendante de l'amplitude; 3° que cette durée décroît avec la longueur suivant une loi que nous pouvons nous dispenser de rechercher pour le moment; 4° que la qualité du son que nous appelons sa *hauteur*, et que l'oreille est capable d'apprécier avec beaucoup de précision quand elle est exercée, augmente à mesure que diminue la durée ou la *période* de la vibration, et est, comme elle, indépendante de l'amplitude.

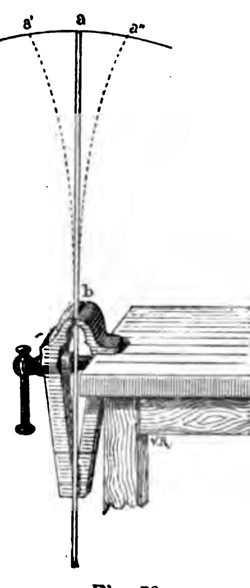


Fig. 73.

C'est ce qu'on vérifie en acoustique, en employant, par

exemple, un diapason. En le mettant devant l'oreille après l'avoir ébranlé, ou en l'écoutant à distance, pendant qu'il repose sur sa *caisse d'harmonie* (fig. 74), on entend un son, toujours le même, le seul que le diapason puisse produire, et qui dépend de la longueur et de la section de la barre d'acier qui le forme. Mais ce qu'on entend aussi, c'est que ce son, tout en restant à la même hauteur, diminue *d'intensité*. Nous rattachons sans peine cette diminution d'intensité à la diminution d'amplitude, et nous concluons que la hauteur et l'intensité d'un son sont deux qualités indépendantes. La première dépend de la longueur de la partie vibrante, la seconde de son angle d'écart avec sa position d'équilibre.

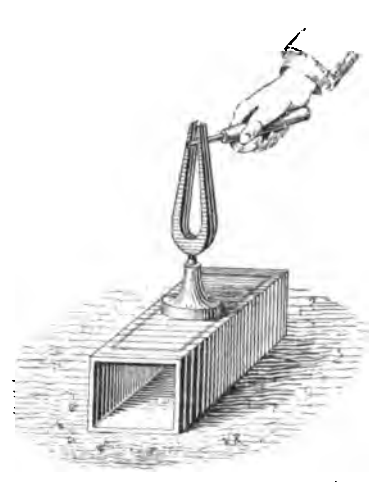


Fig. 74.

91. Timbre. — Une notion non moins claire, tant qu'on reste dans les généralités, est que le son a une autre qualité que son intensité et sa hauteur. On peut accorder une corde de violon avec un diapason, s'arranger même pour en obtenir des sons non seulement de même hauteur, mais aussi à peu près de même intensité. Les deux sons n'en restent pas moins fort distincts et présentent des *timbres* différents, résultant évidemment, comme impression, de la diversité des mouvements transmis à la membrane du tympan. Cette diversité existe évidemment aussi, sous une forme ou sous une autre, dans les vibrations des deux corps sonores, et nous concevons par suite que des vibrations peuvent se ressembler par leur amplitude et leur durée, et s'exécuter pourtant de façons diverses. Pour prendre un exemple concret, si, au lieu d'ébranler la tige dont nous nous servions

tout à l'heure en la laissant dans son plan, nous nous arrangions pour faire décrire à son extrémité supérieure non plus l'arc $a'a''$ (fig. 73), mais une circonférence ayant $a'a''$ comme diamètre, ou une ellipse ayant $a'a''$ comme grand axe, nous aurions des vibrations qui, si elles étaient perceptibles à l'oreille, auraient la même hauteur et la même intensité, mais des timbres différents.

En résumé, l'oreille reçoit, traduit sous forme d'impression, et analyse même avec précision, en vertu de ses qualités propres, un mouvement tout à fait insensible pour l'œil. Rien ne nous empêche donc d'admettre que l'œil puisse recevoir et traduire sous forme d'impressions lumineuses, et la peau, sous forme d'impressions calorifiques, un autre mouvement invisible comme effet matériel.

92. Transformation du mouvement calorifique en mouvement sonore. — Ces deux sortes de mouvement invisibles, sonore et calorifique, peuvent même se transformer l'un dans l'autre, comme nous avons vu du travail dépensé se transformer en chaleur. Assujettissons, avec Rijke, 5 ou 6 disques, taillés dans une toile métallique, à l'extrémité d'un fil de cuivre un peu fort, et après avoir chauffé les toiles *m* (fig. 75), introduisons-les dans un large tube de verre ouvert aux deux bouts. Nous entendrons un son se produire lorsque les toiles seront arrivées à un certain niveau, et durer aussi longtemps qu'il règne une différence sensible de température entre ces toiles et l'air ambiant. C'est de la *chaleur* qui est devenue du *son*. Ces toiles se refroidissent plus vite qu'elles ne le feraient dans l'air ambiant ou dans une région du tuyau où elles ne produisent pas de son, parce

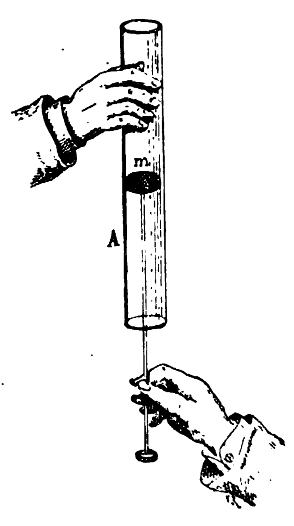


Fig. 75.

qu'elles dépensent constamment à produire le mouvement sonore, à mettre en mouvement l'air du tuyau et celui du voisinage, une partie du mouvement calorifique dont elles étaient animées.

93. Hypothèse de l'éther. — Notre hypothèse, qui fait de la chaleur un mode particulier de mouvement, est donc acceptable; mais, sitôt qu'on accepte cette assimilation avec les phénomènes sonores, une objection se dresse immédiatement. Nous avons montré que la chaleur se propage facilement dans le vide; or, il n'en est pas de même du son, qui peut se transmettre aisément par les solides, les liquides, les gaz, mais qui exige une matière pondérable, si bien qu'il ne passe pas au travers du vide. Il y a une autre différence. L'espace parcouru dans une seconde par le mouvement sonore, ce qu'on appelle la *vitesse du son*, est de 331 mètres dans l'air sec à 0°, de 1,435 mètres dans l'eau à 8°, et ne dépasse pas de beaucoup ce chiffre dans les corps solides les meilleurs conducteurs du son. Ce sont là des chiffres qui, pour grands qu'ils soient, ne sont pas disproportionnés avec ceux que nous pouvons mesurer et réaliser dans d'autres mouvements. Mais la vitesse de la lumière atteint le chiffre élevé de 300,000 kilomètres par seconde dans le vide, et l'imagination a le droit de reculer devant l'idée d'un mouvement mécanique se propageant avec cette vitesse.

Nous touchons ici à l'un des points les plus délicats de notre conception. La transmission de notre mouvement calorique exige nécessairement un milieu. Ce milieu *doit jouir d'une élasticité parfaite* pour que la chaleur et la lumière ne subissent pas de pertes en le traversant. Si elles y rencontraient de la résistance, elles devraient se dépenser en partie pour en triompher. Ce milieu doit remplir non seulement le vide des espaces célestes, mais aussi l'air, le verre, les corps transparents ou diathermanes, par lesquels la lumière ou la chaleur peuvent passer. S'il remplit le vide, nous devons le croire *impondérable*, car la seule façon que nous aurions d'évaluer son poids consisterait à peser un certain espace

d'abord plein, puis vide de ce milieu. Or, nous ne connaissons aucun moyen de le faire disparaître d'aucune des régions qu'il occupe. Il est donc peut-être pondérable, mais nous devons le traiter comme s'il ne l'était pas. S'il est parfaitement élastique et impondérable, on comprend qu'il puisse obéir avec une grande facilité aux impulsions qu'il reçoit, et les transmettre avec vitesse. C'est cette conception que les physiciens ont symbolisée dans le mot *éther*. L'éther remplit le monde, et ne se révèle à nous que comme agent de transmission des vibrations lumineuses et calorifiques.

94. Relations entre l'éther et les molécules pondérables — Nous admettrons donc que le mouvement calorifique est un mouvement vibratoire qui se propage autour du corps chaud par l'intermédiaire de l'éther : celui-ci, quand il est excité en l'un de ses points, devient le siège d'ondes sphériques analogues aux ondes sonores, ou encore à celles que l'on voit naître et grandir autour d'une pierre tombant dans une eau tranquille. Ce mouvement ondulatoire se propage avec une vitesse constante de 300,000 kilomètres par seconde dans toutes les directions. Tant qu'il ne rencontre devant lui que le vide et l'éther qui le remplit, il n'est soumis à aucune perturbation, les ondes sont sphériques, et l'intensité décroît en raison inverse du carré de la distance. Quand il rencontre un corps matériel, il se modifie. Une portion du mouvement se réfléchit à la surface du corps, à la façon des ondes sonores qui produisent l'écho, et l'ensemble des mouvements réfléchis donne naissance au rayon réfléchi. Une autre portion pénètre et se propage au travers de l'éther que nous avons supposé remplir le corps, et celle-là est très diversement traitée. Il y a des corps tellement faits que l'éther en mouvement dans leur intérieur ne communique pas son mouvement aux molécules matérielles. Au travers de ceux-là, la lumière et la chaleur passent comme s'ils n'existaient pas; ce sont les corps parfaitement transparents et diathermanes. Mais ils sont en petit nombre, et ceux qui ont ces qualités ne les ont que sous une très faible

épaisseur. Le cas ordinaire est que quelques-uns des rayons entrés passent sans difficulté, pendant que d'autres sont sélectionnés, tamisés et si bien arrêtés au passage, qu'au travers d'une épaisseur convenable, ils n'existent plus. Cela veut dire que certains des mouvements vibratoires du faisceau calorifique se dépensent à mettre en mouvement les molécules matérielles du corps; que, pour ceux-là, l'éther ne peut se mouvoir entre ces molécules sans les entraîner dans son mouvement. Ces molécules se mettent donc aussi à vibrer, et le corps s'échauffe. Une fois échauffées, la même raison qui fait que l'éther ne pouvait se mouvoir entre elles sans les agiter, fait qu'elles ne peuvent pas vibrer sans mettre l'éther en mouvement; elles deviennent donc le siège d'une émission plus ou moins rapide, et voilà précisément pourquoi le pouvoir absorbant et le pouvoir émissif marchent toujours du même pas. Ils sont tous les deux la traduction d'un même fait, une telle liaison entre l'éther et les molécules du corps que l'un ne puisse vibrer, au moins pour certaines vibrations, sans entraîner les autres. Quant aux corps opaques ou athermanes, c'est la totalité du faisceau qui s'y éteint et s'y dépense en mouvements calorifiques, l'éther ne pouvant, dans ces corps, prendre aucun mouvement auquel ne participent les molécules matérielles.

95. Équivalent mécanique de la chaleur. — Si cette conception est exacte, on peut tout de suite en tirer une conclusion vérifiable par l'expérience. De même qu'il faut une dépense de travail pour en mettre en jeu et en vibration les tuyaux d'un orgue et obtenir une certaine *quantité* de son, de même il faudra dépenser un certain travail pour obtenir une certaine quantité de chaleur. Nous pouvons même prévoir que si le mouvement calorifique est quelque chose d'invariable et de toujours identique à lui-même, comme l'est le son rendu par un diapason, la dépense de travail à faire pour obtenir une certaine quantité de ce mouvement sera toujours la même, quelle que soit la source à laquelle on emprunte ce travail, de sorte qu'il doit exister une relation

d'équivalence entre l'élévation de température subie par un corps et la quantité de travail dépensée sur ce corps, quelle que soit l'origine de ce travail, à la seule condition qu'il soit tout entier employé à élever la température du corps. C'est, en effet, ce qu'une expérience, plusieurs fois répétée, a prouvé. Il faut, pour élever de 1° la température de 1 kilogramme d'eau, dépenser sur cette eau la force mécanique qui résulte de la chute de 425 kilogrammes tombant de 1 mètre de hauteur, ce qui revient à dire qu'il faut dépenser, sur ce kilogramme d'eau, dans un travail quelconque, 425 kilogrammètres. Ce nombre 425 est celui qui joue un rôle si important dans la science et l'industrie sous le nom d'*équivalent mécanique de la chaleur*.

La première réflexion qu'il inspire est que dépenser 425 kilogrammètres pour élever de 1° seulement la température de 1 litre d'eau, c'est travailler beaucoup pour récolter peu. Cette tranformation du travail en chaleur est, en effet, peu usuelle dans l'industrie, et il en sera sans doute de même, tant que nous aurons à notre disposition des ressources suffisantes de combustible, c'est-à-dire de force. La transformation inverse de la chaleur en travail est en ce moment beaucoup plus avantageuse, et le chiffre élevé de l'équivalent mécanique de la chaleur nous est alors favorable, car avec la dépense faible de combustible qui correspond à un abaissement de température de 1° dans 1 litre d'eau, on obtient un travail de 425 kilogrammètres.

96. Travaux divers de la chaleur appliquée à un corps. — Travail intérieur. — Cherchons maintenant, de plus près, à quoi se dépense ce travail extérieur, c'est-à-dire tâchons de scruter les effets de la pénétration de la chaleur dans un corps. Nous en rencontrons tout de suite un, c'est l'effet de dilatation. Sauf quelques rares exceptions, tout corps qui s'échauffe se dilate, c'est-à-dire que ses molécules s'écartent les unes des autres. Or, elles s'attirent très fortement, ou du moins sont fortement unies. Pour obtenir à froid le même écart que sous l'action de la chaleur,

par exemple, pour allonger sans l'échauffer une barre de fer, d'une quantité égale à celle qui résulte de l'échauffement de 1°, il faut dépenser un travail mécanique. Rien ne nous autorise à penser que la résistance à vaincre soit moins grande quand c'est la chaleur qui agit, et voilà, par conséquent en dehors d'un autre phénomène consommateur de force que nous retrouverons tout à l'heure, une première dépense à laquelle il faut suffire à l'aide de la chaleur ou du travail dépensé extérieurement sur le corps.

Toutefois, cette dépense, qui correspond au travail d'écartement des molécules, est peu considérable pour les solides et les liquides, parce que l'allongement d'un fil étant toujours faible, lors même que le poids tenseur est considérable, le travail de chute de ce poids, c'est-à-dire le produit du poids par le chemin parcouru, est toujours très petit. A cause de la valeur élevée de l'équivalent mécanique de la chaleur, la quantité de chaleur nécessaire pour produire ce travail est par suite négligeable vis-à-vis de celle qui est nécessaire pour échauffer le fil. Le travail intérieur est encore beaucoup plus négligeable dans les gaz dont les molécules s'écartent et se rapprochent presque sans effort. En revanche, comme les gaz se dilatent beaucoup, ils ont à produire un *travail extérieur*, qui était, à son tour, négligeable dans les liquides et dans les solides.

97. Travail extérieur. — Imaginons, en effet, un litre d'air à 0° (fig. 76), enfermé dans un vase imperméable à la chaleur, et limité à sa partie supérieure par un piston très mobile glissant sans frottement sur les parois du vase. Supposons cet air à la pression atmosphérique, et imaginons que par un moyen quelconque nous le chauffions de 1°. S'il conserve sa pression, ce qu'il fera si le piston est très mobile, ce piston s'élèvera d'une quantité mesurable, et tout se passera comme si le gaz avait dû soulever de la même quantité une colonne

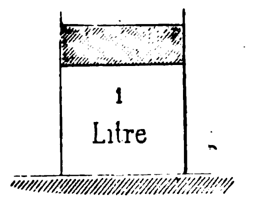


Fig. 76.

de mercure de 76 centimètres couvrant toute la surface du piston. De là un travail extérieur qui, comme le travail intérieur des liquides et des solides, exigera la consommation d'une certaine quantité de force. Cette force ne sera pas perdue; quand les molécules du liquide et du solide se rapprocheront par le froid, quand le piston s'abaissera sous l'influence d'un refroidissement, il y aura restitution, et même restitution intégrale du travail absorbé. Mais il n'en est pas moins vrai qu'une portion du travail dépensé ou de la chaleur appliquée au corps s'immobilise et se dépense dans ce travail mécanique de la dilatation.

98. Vibrations sonores et vibrations lumineuses. — Ce travail d'écartement des molécules en accompagne un autre bien plus délicat. Pour le bien comprendre, revenons à la comparaison avec les phénomènes sonores, et remarquons tout de suite ceci. L'oreille, quand elle est exercée et habituée à analyser les sons qui lui arrivent à l'état de mélange, sépare les éléments composants d'une sonorité complexe; elle distingue sans effort les divers instruments d'un orchestre. L'œil n'est pas aussi bien doué sous ce point de vue. Il est peut-être plus sensible que l'oreille à des variations d'intensité, mais il ne fait pas l'analyse de sa sensation, et dans la lumière blanche, il ne voit aucune des couleurs composantes. Il a besoin, pour cela, de s'adjoindre un instrument qui les sépare, par exemple un de ces spectroscopes à vision directe dans lesquels, par une disposition de prismes, on peut étaler en spectre un faisceau lumineux sans lui faire subir de déviation. On pourrait concevoir notre œil doté naturellement d'une disposition analogue à celle de ce spectroscope, qui nous enlèverait la vision nette des objets pour nous donner la vision nette des couleurs. Cet œil, ou plus simplement un œil armé du spectroscope, ressemble maintenant beaucoup plus à l'oreille, en ce qu'il distingue beaucoup mieux les éléments composants d'un faisceau lumineux, s'il en voit moins bien l'origine.

L'analogie invoquée se poursuit en ce que ce spectre est

à son tour comparable à la table d'harmonie d'un piano, sur laquelle sont rangées parallèlement les cordes destinées à rendre chacune un son déterminé. Les rayons rouges correspondent aux cordes les plus longues, à celles qui ont les vibrations les plus lentes, et donnent les sons les plus bas; les rayons violets aux cordes les plus courtes; et de même que pour l'oreille il existe une limite inférieure et une limite supérieure des sons perceptibles, il y a de même pour l'œil une région en deçà et au delà de laquelle il ne voit rien. En deçà du rouge, ce sont les rayons purement calorifiques; au delà du violet, ce sont les rayons chimiques.

Dans l'infra-rouge, la région la moins déviée. les vibrations sont trop lentes pour impressionner l'œil, mais elles deviennent de plus en plus rapides à mesure qu'on se rapproche de la région visible. Pour une certaine vitesse, la sensation, jusque-là perceptible seulement au toucher sous forme de sensation calorifique, commence à se traduire à l'œil sous forme de coloration rouge. Pour des vitesses plus grandes, l'œil a successivement la sensation de jaune, de vert, de bleu. Quand toutes ces sensations lui arrivent à la fois, il voit *blanc*. Puis, lorsque la vitesse vibratoire a dépassé celle qui correspond aux rayons violets, l'œil cesse d'être affecté, comme l'oreille cesse de l'être pour les sons très aigus. Au delà, c'est la région du spectre chimique.

99. Variation d'amplitude et de vitesse des vibrations calorifiques sous l'influence de la chaleur. — Voyons maintenant, avec ces notions, comment se traduit, au travers du même prisme, l'élévation de température d'un corps solide. Après avoir marqué exactement sur un écran la place qu'occupent les spectres calorifique, lumineux et chimique de la lampe électrique au travers d'une lentille et d'un prisme de sel gemme, remplaçons la fente du spectroscope par un fil de platine que nous chaufferons en y faisant passer un courant électrique. Commençons par un faible courant pour que le fil s'échauffe peu, et promenons la pile thermo-électrique linéaire sur la région

occupée tout à l'heure par le spectre calorifique. Sitôt que le fil aura une chaleur sensible à la main, nous verrons apparaître dans la région la moins réfrangible du spectre calorifique, dans celle qui correspond aux vibrations les plus lentes, une bande plus ou moins large dans laquelle l'aiguille se mettra en mouvement. Pour chacune des positions

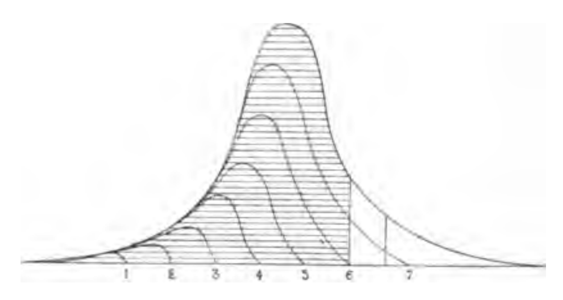


Fig. 77.

de la pile linéaire dans la largeur de cette bande, nous pouvons, comme nous l'avons déjà fait page 112, figurer par une ordonnée de longueur convenable l'intensité correspondante à ce point, et en réunissant par une ligne les extrémités de ces ordonnées, nous avons (fig. 77), se terminant en 1, la courbe représentative du rayonnement émis par le fil de platine à cette première température.

Chauffons-le un peu plus en augmentant le courant, et nous obtiendrons de même une courbe comme 2, montrant que pendant l'échauffement les premières vibrations, ce qu'on appelle plus communément les premières *radiations* émises, ont augmenté d'intensité, puisque la courbe 2 dépasse la courbe 1 dans la région du spectre qui leur est commune. On voit, en outre, que de nouvelles radiations se sont ajoutées aux premières, puisque la courbe 2 se rapproche plus que la courbe 1 de la région visible du spectre qu'on a laissée sans hachures, et ces nouvelles radiations correspondent à des vibrations plus rapides. En poussant encore la température plus haut, on obtiendrait la courbe 3 traduisant aux yeux et à l'esprit les mêmes effets, de sorte qu'on peut dire que toute

élévation de température dans le fil de platine s'accompagne de deux choses : 1° une augmentation d'intensité des radiations, ou d'amplitude des vibrations antérieurement émises; 2° une adjonction de nouvelles radiations plus rapides que les premières, et appartenant à des portions du spectre de plus en plus réfrangibles.

Jusqu'ici nous avons supposé que le fil de platine, bien que chaud, ne l'était pas assez pour luire dans l'obscurité. Il n'émettait que de la chaleur obscure. Sitôt qu'il devient faiblement lumineux, on constate que la courbe des intensités calorifiques a atteint en 6 la région sur laquelle s'étalait le rouge extrême, dans le spectre de l'arc électrique. L'entrée en scène de ces radiations est donc signalée à la fois à la pile thermo-électrique et à l'œil. Les deux effets, calorifique et lumineux, sont inséparables. La lumière que répand le fil est rouge, ainsi qu'il fallait s'y attendre; c'est le *rouge naissant*.

En continuant à chauffer le fil, on voit la courbe des intensités atteindre successivement la région du jaune, du bleu, du violet. En même temps, la couleur du fil change, et lorsque toutes les radiations visibles sont représentées dans le spectre. Si elles avaient des intensités voisines de celles qu'elles ont dans la lumière solaire, le fil devrait paraître *blanc*. Une légère prédominance des teintes rouges lui donne la teinte *rouge blanc*. A ce moment-là, on est sur le seuil du spectre chimique, dans lequel on ne peut guère pénétrer parce qu'il faudrait élever la température au delà du degré que le fil de platine peut supporter; mais en le remplaçant par la lumière Drummond, on voit que la même loi se continue, et que toujours, d'une extrémité à l'autre du spectre, *toute élévation de température s'accompagne de l'adjonction de vibrations nouvelles plus rapides, et d'une augmentation d'intensité dans les radiations existant déjà.*

Un corps qui s'échauffe est donc comparable à la table d'harmonie d'un piano dans lequel on ferait vibrer d'abord doucement les notes les plus basses, pour, ensuite, attaquer des cordes de plus en plus courtes en même temps qu'on augmenterait graduellement l'amplitude de vibration des

cordes déjà en mouvement. On voit que nous faisons de plus en plus de progrès dans notre représentation mécanique du mouvement calorifique.

100. Rapprochons maintenant ces deux idées : Une élévation de température peut être obtenue par une dépense équivalente de travail ; une élévation de température est liée à une augmentation de la vitesse de vibration des atomes. Nous n'aurons pas de peine à conclure que cette vitesse atomique ne doit pas être envisagée à part, mais que c'est la force vive $\frac{mv^2}{2}$ de l'atome, c'est-à-dire le demi-produit de la masse de l'atome par le carré de la vitesse que nous devons faire intervenir ici comme toujours, en mécanique, quand il s'agit de découvrir l'équivalent d'un travail dépensé.

101. Chaleur spécifique. — Jusqu'ici nous avons employé les mots élévation de température dans leur sens le plus général. Rien ne nous dit, en effet, que l'augmentation de force vive des atomes ait une relation simple avec notre degré de température, qui est quelque chose de tout à fait artificiel. Il y a un moyen de le savoir, c'est de chauffer un certain volume d'eau à l'aide de la chaleur ou de la force vive empruntée à un volume d'eau égal, et de voir si le nombre de degrés dont s'élève la température du premier est égal à celui dont s'abaisse la température du second. S'il en est ainsi, à des degrés égaux de température correspondront des pertes ou des gains égaux de force vive pour un même corps.

C'est à cette question que répond une expérience capitale faite par Black au siècle dernier. Dans un vase très léger, pour qu'il n'absorbe presque pas de chaleur par lui-même, et très bien protégé contre toutes les causes de déperdition de chaleur, Black mélange 1 kilogramme d'eau bouillante à 100° et 1 kilogramme d'eau à 0°. Après avoir agité et pris rapidement la température, il constate que celle-ci est d'autant plus voisine de 50° qu'on s'est mieux appliqué à prévenir toute

perte ou tout gain de chaleur provenant d'autre chose que de l'eau. Il faut donc autant de chaleur à 1 kilogramme d'eau pour s'élever de 0° à 50° qu'il y en a de disponible dans un poids égal d'eau qui tombe de 100° à 50°. Ceci revient à dire, en généralisant, ainsi que l'expérience faite en donne le droit, que pour élever ou abaisser de 1° la température de 1 kilogramme d'eau, il faut toujours fournir ou emprunter la même quantité de chaleur, la même quantité de force vive.

Nous voilà donc conduits à introduire, à côté de la notion de température, la notion de quantité de chaleur, qui est différente, bien que liée à la première. Pour un même corps, et dans les limites dans lesquelles nous avons fait nos mesures, la température croît de quantités égales pour des quantités égales de chaleur absorbée, c'est-à-dire que des quantités égales de travail consommé augmentent d'une même quantité la force vive des atomes. Si la loi de proportionnalité était la même pour tous les corps, c'est-à-dire s'il ne fallait que la même quantité de chaleur, pour élever de 1° la température de poids égaux de divers corps, toute mesure thermométrique serait en même temps une mesure calorimétrique, dans quelque milieu qu'elle soit faite, et nous voilà conduits à nous demander s'il en est réellement ainsi.

Recommençons pour cela l'expérience de tout à l'heure, en remplaçant le kilogramme d'eau chauffée à 100° par 1 kilogramme de mercure chauffé à la même température. Tout change : après le mélange, un thermomètre plongé dans la masse marque non plus 50°, mais 3° environ. Pour échauffer l'eau de 3° environ, il a donc fallu toute la chaleur abandonnée par un poids égal de mercure en s'abaissant de 97°. Les quantités de chaleur nécessaires pour élever de 1° la température de 1 kilogramme de mercure et de 1 kilogramme d'eau, sont donc entre elles comme les nombres 3 et 97, et si on prend pour unité la quantité de chaleur nécessaire pour élever de 1° la température de 1 kilogramme d'eau, la *calorie*, la quantité de chaleur nécessaire pour élever de la même quantité la température de 1 kilogramme de mercure sera $\frac{3}{97} = 0{,}032$ cal. environ.

Nous exprimerons brièvement ce résultat en disant que si la *chaleur spécifique* de l'eau est l'unité, celle du mercure sera 0,032, et, en faisant des expériences analogues sur d'autres corps, on trouve que chacun a sa chaleur spécifique.

Il ne faut donc pas la même quantité de chaleur, c'est-à-dire qu'il ne faut pas dépenser le même travail pour élever de 1° la température de poids égaux de divers corps. Les mesures thermométriques ne sont pas des mesures calorimétriques. La notion de quantités égales de chaleur est distincte de celle d'élévations égales de température, ou, plus brièvement, il ne faut pas confondre l'idée de quantité de chaleur avec celle de température.

102. Loi de Dulong et Petit. — C'est ici que vient se placer une loi curieuse, découverte et énoncée par Dulong et Petit, confirmée par les travaux de Neumann et de Regnault. On peut l'énoncer ainsi :

Si on cherche ce qu'il faut de chaleur pour élever de 1°, *non plus des poids égaux de divers corps simples, mais leurs poids atomiques, tels qu'ils sont donnés par la chimie, on trouve des nombres très voisins,* qui ne varient pas du quart de leur valeur moyenne quand le poids atomique varie de celui de l'hydrogène à celui du mercure qui est 100 fois plus grand. Ces nombres sont voisins du chiffre 3,2, c'est-à-dire du chiffre qu'on obtient en multipliant le nombre trouvé tout à l'heure pour la chaleur spécifique du mercure par 100 qui est le poids atomique de ce corps. D'une manière générale, si c, c', c'', c''', etc., sont les chaleurs spécifiques de divers corps simples, dont les poids atomiques sont E, E′, E″, E‴, etc., on a approximativement :

$$cE = c'E' = c''E'' = c'''E' = k$$

k étant une constante qui représente la chaleur spécifique de l'hydrogène dont le poids atomique est pris pour unité.

Pour les corps composés, on peut établir des formules analogues dans l'étude desquelles il est inutile d'entrer.

La formule ci-dessus ne se vérifie pas toujours. Il y a des

corps avec lesquels, quand on multiplie leur chaleur spécifique par leur poids atomique donné par la chimie, on trouve des nombres voisins, non de 3,2, mais de 6,4, c'est-à-dire du double ; mais comme rien n'assure que le poids atomique à faire entrer dans cette formule soit le poids atomique de la chimie et non sa moitié, on peut ne pas se préoccuper de cet écart. Même en en tenant compte, il reste au moins très curieux que le calcul donne toujours des chiffres voisins de 3,2 ou de 6,4.

Une autre cause de perturbation plus grave est que les corps les mieux définis chimiquement n'ont pas toujours la même chaleur spécifique. Cette chaleur varie avec l'état physique. Ainsi l'eau à l'état solide a pour chaleur spécifique 0,5, à l'état liquide 1, à l'état de vapeur 0,48. La chaleur spécifique varie aussi avec l'état allotropique. Le diamant a pour chaleur spécifique 0,147 et le graphite 0,202, entre 10° et 100°. Enfin la chaleur spécifique augmente lentement avec la température. Mais si on songe que cette chaleur, nécessaire pour élever de 1° la température de 1 kilogramme du corps, est employée à produire des travaux aussi divers que celui de vaincre la pression atmosphérique, d'écarter les molécules, et d'augmenter leur vitesse et leur amplitude de vibration, on restera surpris que la loi de Dulong et Petit soit encore approximativement exacte.

103. — En la prenant comme vraie, on voit qu'elle se traduit ainsi : Il faut la même quantité de chaleur pour élever d'un même nombre de degrés la température de l'atome, ou bien, il faut dépenser le même travail pour imprimer la même force vive aux divers atomes quels que soient leurs poids. La notion de quantité de chaleur se simplifie donc notablement, quand au lieu de la rapporter à l'unité de poids, on la rapporte au poids de l'atome. La chaleur spécifique de l'atome est constante et indépendante de sa nature, de sorte qu'en somme, l'accroissement de force vive d'un atome pour une même élévation de température est la même pour tous les corps. Voilà, à la bien envisager, une loi des plus

curieuses, et dont la physique ne comprend pas peut-être encore toute la portée.

104. Chaleur spécifique à pression constante et à volume constant. — Il reste une dernière remarque à faire. Quand on chauffe les gaz en les comprimant de façon à maintenir leur volume constant, il n'y a pas écartement des molécules, pas de travail extérieur par conséquent, et la chaleur dépensée se traduit uniquement par une augmentation dans la vitesse de vibration atomique. La chaleur nécessaire pour élever de 1° la température de 1 kilogramme de gaz s'appelle alors *chaleur spécifique à volume constant*. Si alors on laisse ce kilogramme de gaz se dilater, il faudra qu'il produise un travail extérieur, sa température baissera, et pour maintenir à 1° son élévation de température, il faudra lui communiquer une nouvelle quantité de chaleur précisément égale à celle qui est dépensée pour produire le travail extérieur. La chaleur totale dépensée sur ce kilogramme de gaz pour le réchauffer de 1° à pression constante sera donc supérieure à celle que nous lui avions donnée pour le réchauffer de 1° sous volume constant. La chaleur spécifique sous pression constante est donc supérieure à la chaleur spécifique à volume constant. La première, qui seule a été déterminée par l'expérience, est, pour l'air, sous la pression d'une atmosphère, entre 0 et 200°, de 0,2375.

105. Loi de Dulong et Petit appliquée aux gaz. — Comme pour les liquides et les solides, la chaleur spécifique à pression constante obéit à la loi de Dulong et Petit. Ainsi il faut 16 fois plus de chaleur pour élever de 1° 1 kilogramme d'hydrogène que pour 1 kilogramme d'oxygène, et comme 1 kilogramme d'hydrogène occupe le même volume que 16 kilogrammes d'oxygène, il faut la même quantité de chaleur pour élever de 1° des volumes égaux des divers gaz simples. Nous retrouvons ainsi, sous une forme particulièrement nette, nos conclusions de plus haut. On sait en effet que, pour diverses raisons physiques,

entre autres parce qu'ils suivent tous approximativement la loi de Mariotte, celle de Gay-Lussac, et aussi pour d'autres raisons d'ordre chimique, des volumes égaux des divers gaz peuvent être considérés comme contenant le même nombre d'atomes. Il n'est donc pas étonnant de voir que des volumes égaux exigent aussi la même quantité de chaleur pour s'élever de 1°.

Au point de vue pratique, nous pouvons conclure de là que l'air, bien qu'il soit formé de plusieurs gaz, se comporte dans ses réchauffements et refroidissements comme un gaz simple, puisque la quantité de chaleur consommée par l'unité de volume de ses divers éléments gazeux, pour s'élever de 1°, reste la même. On en peut dire autant pour la vapeur d'eau pendant qu'elle est à l'état de vapeur. Quand elle se condense, d'autres phénomènes entrent en jeu, que nous examinerons tout à l'heure.

Remarquons, en terminant, que 1 kilogramme d'air n'exige, pour s'échauffer de 1° sous pression constante, que le quart environ de la chaleur abandonnée par 1 kilogramme d'eau pour s'abaisser de la même quantité. Or, 1 kilogramme d'air occupe un volume de 770 litres environ. La quantité de chaleur abandonnée par 1 litre d'eau qui se refroidit de 1° peut donc suffire à échauffer de 4° 770 litres d'air, ou de 1° près de 3 mètres cubes. Nous aurons à nous souvenir de ce fait quand nous étudierons le rôle de l'eau comme agent régulateur de la chaleur à la surface du globe.

CHAPITRE X

FUSION, VAPORISATION, CONDENSATION SOLIDIFICATION

106. Fusion. — Examinons maintenant brièvement, en les étudiant surtout au point de vue mécanique, les divers effets produits par la chaleur sur les corps. Supposons, pour prendre un exemple, un bloc de glace transparente exposé au rayonnement solaire. Ce rayonnement, qui a déjà traversé la vapeur d'eau atmosphérique, s'y est dépouillé de quelques-unes de ses radiations, celles que la vapeur d'eau absorbe de préférence, et comme l'eau absorbe à peu près les mêmes radiations, qu'elle soit à l'état solide, liquide ou gazeux, le rayonnement solaire arrivé au niveau du sol sera relativement appauvri de la catégorie de radiations que la glace peut absorber. Elle laisse en effet passer intacte une grande partie du rayonnement, et, en particulier, la presque totalité des rayons lumineux; la glace paraîtra transparente et incolore sous une faible épaisseur; elle se colorera en bleu sous des épaisseurs plus grandes, mais elle trouvera encore, surtout dans la chaleur obscure, des radiations qu'elle arrêtera au passage. Sous l'influence de ces radiations, elle s'échauffera si elle était au-dessous de 0°, c'est-à-dire que ses molécules prendront part aux vibrations de l'éther, s'écarteront les unes des autres, ce qui correspond au travail de dilatation, et exécuteront des vibrations d'amplitude plus grande, auxquelles viendront se joindre des vibrations nouvelles plus rapides que les anciennes. Puis un moment viendra où la glace se liquéfiera.

107. — A quoi correspond cette liquéfaction, et, en général, à quel phénomène intérieur est due la fusion d'un corps solide sous l'influence de la chaleur ? C'est ce qu'il n'est pas facile de dire. On admet d'ordinaire que les molécules qui s'écartent les unes des autres pendant l'échauffement, et sont animées de vitesses vibratoires de plus en plus rapides, se libèrent des attractions mutuelles qui les tenaient soudées, et prennent la liberté relative qui caractérise les liquides. Cette explication, qui ne fait en quelque sorte que paraphraser le mot de fusion, ne s'applique pas à l'eau dont les molécules, au lieu de s'écarter les unes des autres à la température de fusion, se rapprochent au contraire. On sait, en effet, que l'eau augmente de volume en se congelant, qu'elle augmente même avec une force irrésistible, si bien qu'elle peut faire éclater les vases en fer les plus épais dans lesquels on l'enferme pour la congeler, et, à plus forte raison, les vases de verre ou les tissus gorgés d'eau des plantes quand survient une nuit froide.

Nous avons montré comment le travail d'écartement des molécules, pour grand qu'il nous paraisse, est, en somme, de peu d'importance dans le phénomène total. C'est ce que l'expérience vérifie. L'eau se contracte de 0° à 4°, se dilate de 4° à 8° où elle a à peu près le même volume qu'à 0°. Entre 0° et 8°, il n'y a donc aucune variation de volume, et pourtant la quantité de chaleur nécessaire pour chauffer l'eau de 0° à 8° est à très peu près la même que pour la porter de 8° à 16°, alors qu'il y a ici un écartement de molécules très sensible. Il est donc probable que ce travail intérieur est négligeable, que le seul travail mesurable est celui qui se dépense à augmenter l'amplitude et la vitesse des vibrations, et voilà peut-être pourquoi la loi de Dulong et Petit s'applique presque aussi bien aux solides et aux liquides, dans lesquels on admet ce travail intérieur, qu'aux gaz, pour lesquels il est à peu près négligeable.

108. Chaleur latente de fusion. — Tout ce qu'on sait sur ce phénomène de la fusion, c'est qu'il exige une cer-

taine quantité de travail. La preuve, c'est qu'il ne peut s'accomplir sans qu'une certaine quantité de chaleur disparaisse, c'est-à-dire cesse d'être sensible au thermomètre. Il est clair, d'après ce que nous savons, qu'elle n'a pu que se transformer en travail. Ainsi, un thermomètre, plongé dans de la glace fondante, marque obstinément 0°, même lorsqu'on chauffe par dessous le vase contenant la glace, à la condition qu'on agite, de façon à éviter les surchauffes locales qui pourraient se produire. La source calorifique continue pourtant, tant que la fusion n'est pas complète, à verser de la chaleur, mais cette chaleur n'agit pas sur le thermomètre et n'est pas perceptible à nos sens. On croyait autrefois qu'elle disparaissait, qu'elle se cachait dans le corps fondu pour reparaître au moment de la solidification : on l'appelait *chaleur latente*. La science a conservé ce nom, bien qu'elle sache aujourd'hui que cette chaleur est devenue du travail.

Ce travail est même considérable. Il faut pour transformer en eau à 0° 1 kilogramme de glace à 0°, c'est-à-dire pour fondre, sans variation de température, 1 kilogramme de glace, lui fournir 79,25 calories, c'est-à-dire une quantité de chaleur équivalente à un travail de $79,25 \times 425 = 33680$ kilogrammètres environ.

Ce chiffre élevé explique la lenteur avec laquelle la glace fond au soleil, surtout sous l'influence d'un rayonnement appauvri de ses radiations absorbables. Pour fondre rapidement la glace ou la neige, il faut un air chaud chargé de vapeurs, c'est-à-dire une source d'où la chaleur nécessaire à produire ce changement d'état vienne, non pas du rayonnement, mais d'un autre changement d'état que nous verrons non moins puissant au point de vue calorifique, celui de la condensation de la vapeur.

109. Température de fusion. — Cette température constante pendant la fusion s'appelle *température de fusion*. On sait qu'elle varie d'un corps à l'autre; on devine que si elle correspond à un phénomène intérieur déterminé, quel

que soit du reste ce phénomène, elle est constante pour un même corps, si les circonstances dans lesquelles s'accomplit la fusion ne varient pas.

Voici un tableau donnant les températures de fusion de quelques corps :

Mercure	— 39°,5	Bismuth	265°
Eau	0°	Plomb	335°
Phosphore	+ 44°,2	Antimoine	440°
Potassium	55°	Aluminium	600°*
Acide stéarique	70°	Argent	1 000°*
Soufre	114°	Cuivre	1 050°*
Arsenic	210°	Or	1 250°*
Étain	235°	Platine	1 700°*

Les chiffres marqués d'un astérisque sont approximatifs. On voit que l'échelle de fusion est l'échelle tout entière des températures que nous savons produire, et il y a même des corps que nous ne pouvons fondre que très difficilement, par exemple le quartz.

110. Ébullition. — Revenons à notre eau de fusion de la glace. Elle est à 0°. Si on continue à la chauffer par un moyen quelconque, nous la verrons émettre des vapeurs de plus en plus abondantes ; puis, à un moment donné, elle entrera en ébullition. Les bulles de vapeur, au lieu de se former uniquement à sa surface, prendront naissance dans son intérieur, de préférence dans la partie la plus chauffée, et viendront crever à la surface, emportant avec elles la matière du liquide, qui disparaîtra peu à peu. De même que pendant la fusion, nous verrons la température d'un thermomètre plongé dans le liquide rester constante pendant l'ébullition. Il y a donc encore ici de la chaleur rendue latente, c'est-à-dire de la chaleur transformée en travail.

Quelle est la transformation intérieure qui s'opère pendant l'ébullition ? On ne le sait pas mieux que pour la fusion. Sans doute, on voit bien un travail accompli, et par conséquent une cause de perte de force. Les molécules du liquide s'écartent beaucoup, car le volume de la vapeur est le plus

souvent de beaucoup supérieur à celui du liquide. De plus, il faut suffire au travail extérieur qui consiste à vaincre la pression atmosphérique. Mais tout cela est secondaire. En faisant le vide au-dessus du liquide, on peut augmenter beaucoup le volume occupé par la vapeur, la débarrasser de tout travail extérieur, et cependant la chaleur latente augmente au lieu de diminuer. On peut en effet, d'après les expériences de Regnault, la représenter par la formule empirique suivante, qui donne en calories la chaleur latente absorbée par la vaporisation, sans changement de température, de 1 kilogramme d'eau.

$$\lambda = 606,5 - 0,695\, t$$

ou t représente la température de formation de la vapeur.

Dans le cas où l'ébullition a lieu sous la pression normale de 76 cent., il faut faire, comme on sait, $t = 100$, d'où $\lambda =$ 537 cal. La *chaleur latente de vaporisation* à 100°, celle qu'il faut donner à un kilogramme d'eau à 100° pour la transformer en vapeur saturée à la même température, est de 537 calories. C'est un chiffre bien supérieur à celui de la chaleur latente de fusion. Il correspond à un travail de 228,215 kilogrammètres.

En faisant le vide au-dessus du liquide, la température tombe, comme nous allons le voir, à zéro, ou même au-dessous, et si dans la formule ci-dessus on fait $t = 0$, on a $\lambda = 606,5$, c'est-à-dire un chiffre encore plus élevé qu'à 100°.

111. Absorption de chaleur pendant l'ébullition. — On montre bien qu'à toutes les températures, il y a de la chaleur consommée dans l'acte de la vaporisation, à l'aide de la machine Carré (fig. 78). A l'orifice r ou r', on adapte une carafe plate et large qu'on remplit à moitié d'eau, de façon à préparer une large surface à la production de vapeurs. Quant on fait le vide, on voit bientôt se produire une véritable ébullition. Le récipient S, S', que nous n'avons pas encore utilisé, est précisément destiné à absorber les vapeurs formées. Pour cela il est rempli d'acide sulfurique concentré, qu'une palette invisible, mue par la tige t, agite constamment, de façon à renouveler les surfaces d'absorption.

L'absorption étant rapide tant que l'acide sulfurique n'est pas trop étendu, la production de vapeurs est rapide aussi, consomme de la chaleur qui ne peut être empruntée qu'au liquide, de sorte que celui-ci se refroidit et finit par se con-

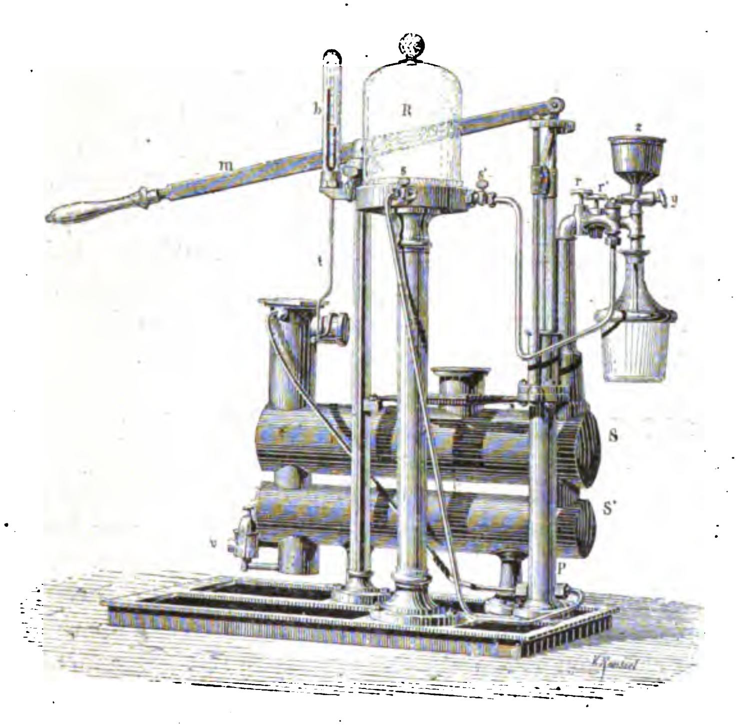


Fig. 78.

geler, et que l'appareil peut être et est en effet employé refroidir les eaux de boisson, ou à obtenir de la glace dans une saison quelconque.

112. Rôle calorifique de la vapeur d'eau atmosphérique.—En résumé donc, soit qu'il s'agisse d'ébullition ou d'évaporation, car nous n'avons jusqu'ici fait aucune différence entre les deux phénomènes, l'eau en s'évaporant consomme beaucoup de chaleur. On calcule assez facilement que, pour fournir à 1 kilogramme d'eau à 15° les 596 calories qui

lui sont nécessaires pour se transformer en vapeur à 15°, il faudrait toute la chaleur qu'abandonnent environ 200 mètres cubes d'air en s'abaissant de 10°. On devine tout de suite que l'évaporation doit être lente, et que la quantité de vapeur d'eau présente dans l'air ne variera pas beaucoup dans le courant d'une journée.

Produite en un point, cette vapeur n'y reste d'ordinaire pas. Plus légère que l'air, elle monte, elle est emportée par les vents. Tant qu'elle reste à l'état gazeux, elle conserve intacte la chaleur qu'elle a absorbée et peut ainsi la promener sur le globe. Elle la transporte de même, de pièce en pièce, dans les appareils de chauffage à la vapeur. Mais sitôt qu'une circonstance quelconque en provoque la condensation, elle rend intégralement sa chaleur latente. Le travail produit redevient de la chaleur sensible au thermomètre.

113. Condensation. — Il importe ici de bien préciser le mécanisme de cette condensation. Voici de la vapeur qui se refroidit pour une cause quelconque. Elle monte spontanément dans l'air parce qu'à chaque niveau elle a une densité inférieure à celle de l'atmosphère ambiante, ou bien elle est emportée par le vent le long d'une pente qu'elle gravit; en montant elle se dilate, et la dilatation abaisse sa température. Dans ce cas on peut dire que la cause de refroidissement est *intérieure*. Voici au contraire de la vapeur que les vents mélangent avec de l'air plus froid, et soumettent par conséquent à une cause de refroidissement *extérieur*. Dans les deux cas, la vapeur se condense, restitue sa chaleur latente : mais il ne faut pas croire, comme on le fait souvent, ni professer, ce qui est plus grave, que cette chaleur restituée amène une élévation de température. Cette élévation de température, si elle se produisait, aboutirait à la formation nouvelle d'une certaine quantité de vapeur, c'est-à-dire, en résumé, diminuerait la quantité de vapeur condensée au commencement du phénomène. Mais en réalité, il n'y a pas d'échauffement ou il n'y en a que par places. La règle est que la chaleur rendue libre par la condensation est employée à modérer le refroi-

dissement qui la produit. Le nuage qui monte le long de la pente se refroidira moins vite, dès que la condensation y aura commencé. La température du mélange d'air et de vapeur tombera moins bas que s'il n'y avait pas condensation. Mais, sauf des circonstances locales, dans une masse de vapeur d'eau soumise à des causes de refroidissement, la température sera aussi invariable que dans une masse de glace soumise à des causes de réchauffement, et cela tant que la vapeur ne se sera pas condensée tout entière.

On voit par là quel puissant régulateur de température la vapeur d'eau forme dans l'air. Elle tempère la chaleur dans les climats et dans les étés chauds, en absorbant, sous forme de travail de vaporisation, une partie notable, nous l'avons vu, de la chaleur de l'air ou du sol. Elle tempère le froid dans les hivers et les régions boréales, en restituant la chaleur absorbée. Rappelons-nous maintenant son rôle d'écran dans l'air, et nous conclurons que la vapeur est peut-être le plus merveilleux rouage de vie sur le globe que nous habitons.

114. Solidification. — Si nous continuons à enlever de la chaleur à l'eau de condensation de la vapeur, elle se refroidit et repasse à l'état de glace. Nous ne pourrions que répéter, à propos de ce changement d'état et de la chaleur qu'il rend libre, ce que nous disions à propos de la condensation. Cette chaleur rendue libre n'est pas disponible. Si elle le devenait, elle s'emploierait à fondre de la glace. En réalité, elle augmente la lenteur de la congélation. Il faut que la cause de refroidissement, quelle qu'elle soit, emporte de l'eau toute la chaleur latente de fusion de la glace pour que toute cette eau se congèle. La chaleur latente joue donc encore ici un rôle retardateur, c'est-à-dire pondérateur. Ici encore elle modère les effets du refroidissement qui la remet en liberté.

Il nous reste, pour terminer ce sujet, à étudier quelques déviations aux lois générales de la fusion et de l'ébullition, telles que nous venons de les indiquer.

115. Influence de la pression extérieure sur la température de fusion et de vaporisation. — Nous avons dit que la température de fusion d'un corps était invariable, tant que les circonstances extérieures restaient les mêmes. Cette réserve est motivée par ce fait que la température de fusion n'est pas tout à fait invariable. Ainsi, quand l'eau est fortement comprimée, elle ne se congèle qu'à la condition d'être refroidie au-dessous de 0°, ce qui revient à dire que si on comprime de la glace maintenue à 0°, elle fond, pour repasser à l'état de glace si la compression cesse. Nous assistons là à d'incessantes transformations du travail en chaleur et réciproquement. On s'explique, par cette fusion de la glace à 0° aux points les plus pressés, et par cette congélation nouvelle dès que la pression cesse, la descente incessante des glaciers dans une vallée dont ils contournent tous les méandres et remplissent toutes les cavités. Le glacier, pénétré par les eaux de fusion, de condensation et de pluie, est à 0° partout où ces eaux pénètrent librement, et si sa substance jouit de la propriété de se liquéfier contre un obstacle et de se solidifier lorsqu'elle l'a tourné, c'est absolument comme si le glacier était à la fois solide et liquide.

L'influence de la pression sur la température de congélation est faible. Sir W. Thomson a trouvé un abaissement de 0°,13 pour une augmentation de pression de 16 atmosphères. Nous avons vu que la température d'ébullition varie beaucoup plus avec la pression, puisqu'on peut faire bouillir l'eau à une température quelconque, dans l'appareil Carré, en faisant le vide, et d'un autre côté qu'on peut porter l'eau beaucoup au-dessus de 100°, dans la marmite de Papin, les autoclaves et les machines à vapeur, sans qu'elle entre en ébullition, à la condition de comprimer dans un espace clos les vapeurs qui se forment. Nous retrouverons du reste bientôt ce sujet.

116. Retards à la condensation et à la solidification. — Pour le moment, nous avons à signaler une autre

catégorie de perturbations des lois générales. Ces lois exigeraient évidemment que la température de condensation d'une vapeur soit celle de sa formation, que celle de solidification d'un corps fondu soit celle de sa fusion lorsqu'il est solide. Or, il n'en est pas toujours ainsi.


Fig. 79.

Voici qui le démontre pour les vapeurs. Dans un flacon fermé par un bouchon au travers duquel passe un tube de verre portant une poire de caoutchouc (fig. 79), on introduit un peu d'eau, et on ferme. L'air se sature, ou à peu près, de vapeur d'eau. En comprimant la poire, on produit un petit échauffement de l'air intérieur, et cet échauffement se dépense en partie à produire un petit excédent de vapeur d'eau qui devrait se condenser lorsqu'en lâchant la poire, on laisse l'air revenir à sa température initiale. Or, on ne voit aucun brouillard, si léger qu'il soit, à l'intérieur du flacon, dont les parois doivent être très nettes. Dans ce même flacon, introduisons alors des traces imperceptibles de poussière pouvant rester en suspension dans l'air, par exemple un peu de fumée de cigarette, et recommençons l'expérience. Nous verrons l'air se troubler à chaque décompression, et redevenir transparent à chaque compression, témoignant ainsi que la vapeur d'eau subit alors l'effet prévu. Pourquoi ne le subissait-elle pas tout à l'heure? Évidemment parce que la vapeur, pour se condenser lorsqu'elle n'est pas sollicitée par un fort refroidissement, a besoin d'une *amorce*. La condensation se fait autour de ces particules invisibles de fumée, probablement en vertu de ces actions capillaires que nous avons étudiées, mais par un mécanisme encore mal connu, et que nous ne chercherons pas à scruter de plus près. Concluons seulement de cette expérience qu'un air chargé de poussière ou de fumée sera, toutes choses égales d'ailleurs,

beaucoup plus apte à la formation du brouillard qu'un air pur et limpide. Nous verrons plus tard que cette notion a son importance.

Pour la solidification, nous avons des phénomènes pareils. La meilleure manière de les manifester est d'opérer sur des solutions sursaturées, en particulier sur celles du sulfate ou de l'hyposulfite de soude. En chauffant presque à l'ébullition un mélange de 2 d'hyposulfite de soude pour 1 d'eau ou de 3 de sulfate de soude pour 2 d'eau, on réussit à obtenir des solutions qui, filtrées rapidement dans des vases bien lavés, restent liquides jusqu'à la température ordinaire. Il suffit d'éviter les éclaboussures sur les parois, de retirer le col de l'entonnoir du filtre de façon à ne pas laisser de liquide sur le col du ballon ou du flacon, et de fermer ce col avec un tampon de coton, ou de le maintenir incliné de façon à éviter la chute des poussières atmosphériques. On a alors un liquide qu'on peut facilement agiter, mettre en contact avec une baguette de verre bien lavée ou une tige quelconque de métal bien nettoyée, sans qu'il se solidifie, mais qui cristallise et reprend en quelques secondes l'état solide si on y introduit un fragment d'hyposulfite de soude d'un côté, de sulfate de soude dans l'autre. En même temps, le solide se réchauffe d'une façon apparente à la main. C'est la chaleur de fusion ou de dissolution qui redevient sensible.

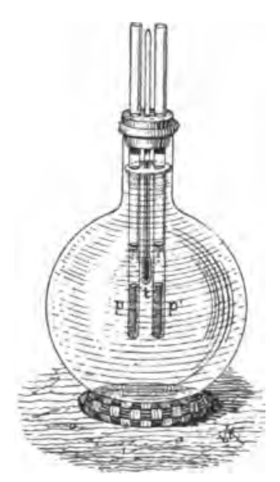


Fig. 80.

On peut reproduire ces effets au moyen du phosphore, qu'on fond sous l'eau dans un long tube de verre, fermé par un bout. Ce tube (fig. 80) est maintenu au milieu d'un grand ballon rempli d'eau. On chauffe cette eau à une température un peu supérieure à 44°,2, pour faire fondre le phosphore, et on retire le ballon du feu. Son refroidissement est très lent, grâce au grand volume d'eau

qu'il contient, et cette lenteur est favorable à la surfusion du phosphore. On peut ainsi descendre jusqu'à la température ordinaire, mais alors la plus faible agitation, ou plus sûrement encore, l'introduction dans l'un des tubes d'un fragment de phosphore blanc amène la solidification du phosphore fondu. Un fragment de phosphore rouge dans l'autre tube reste sans effet. Cette jolie expérience est due à M. Gernez.

Avec l'eau, il faut encore plus de précautions. La meilleure manière de l'amener à l'état de surfusion est de répéter l'expérience de M. Dufour, qui consiste à composer, avec de l'huile d'amandes douces et du chloroforme, un mélange tel qu'il ait la densité de l'eau et que l'eau qu'on y introduit y prenne la forme de gouttelettes sphériques plus ou moins grosses, arrondies par les forces capillaires, et en suspension dans un liquide de même densité. On peut, en refroidissant le mélange, les amener à 20° sans qu'elles se congèlent; mais lorsqu'on les touche avec un corps quelconque ou une aiguille de glace, leur congélation est immédiate. C'est à un phénomène analogue que nous assistons lors de la formation du verglas, que nous étudierons à son heure.

CHAPITRE XI

FORCE ÉLASTIQUE DES VAPEURS

117. Formation des vapeurs dans le vide. — Nous n'avons étudié jusqu'ici que le côté calorifique de la formation des vapeurs. Il nous reste à examiner le côté pression. Pour étudier la pression des vapeurs, nous les produirons d'abord dans le vide, de façon à n'avoir pas à tenir compte de la pression de l'air mélangé. Pour cela, dans un tube barométrique aussi long que possible, et placé sur la cuve profonde, nous faisons arriver, en les poussant par la partie inférieure au moyen d'une pipette recourbée, quelques gouttes de liquide, par exemple d'éther. Sitôt qu'elles sont arrivées au haut de la colonne barométrique, deux effets se manifestent.

Le premier est un abaissement brusque du mercure, qui s'arrête à un niveau très inférieur au niveau primitif. Cette dépression est évidemment due à la vapeur formée brusquement dans le vide barométrique. Cette vapeur a donc une force élastique, exerce une pression, mesurée par la différence de niveau du mercure dans un baromètre normal et dans le baromètre mouillé. Voilà sa ressemblance avec les gaz.

Voici maintenant la différence. Si c'était un gaz qui avait produit la dépression observée, on pourrait, en soulevant ou abaissant le tube, faire varier le volume occupé par le gaz et faire varier en même temps sa pression. Il n'en est pas de même avec la vapeur. A la seule condition que tout le liquide ne soit pas vaporisé, et qu'il en reste un peu à la surface du mercure, on peut, en soulevant et abaissant le tube, faire

varier le volume occupé par la vapeur : la hauteur mercurielle soulevée ne change pas (fig. 81), ni par conséquent la pression de la vapeur. Le seul effet visible de l'expérience est de vaporiser une partie du liquide excédant quand on augmente le volume offert à la vapeur, de condenser une partie de cette vapeur quand on le diminue ; mais la *pression de la vapeur est indépendante du volume qu'on lui donne à occuper.*

On exprime quelquefois ce fait en disant que la vapeur ne suit pas la loi de Mariotte. Rien n'est plus incorrect. L'énoncé de la loi de Mariotte exige que la masse de gaz soit constante : celle de la vapeur ne l'est pas. Quand elle l'est, c'est-à-dire quand on a assez augmenté le volume qu'on lui offre pour que tout le liquide excédant soit vaporisé, on trouve au contraire que la vapeur suit à peu près la loi de Mariotte, c'est-à-dire que si son volume double, sa force élastique tombe à moitié de ce qu'elle était ; mais si au lieu d'augmenter son volume, on le diminue, dès qu'il y a condensation, la *force élastique devient indépendante du volume*, et comme tel est le cas le plus général dans la nature, surtout pour la vapeur d'eau, c'est cette notion capitale qu'il faut toujours avoir dans l'esprit, quand on étudie des vapeurs.

Fig. 81.

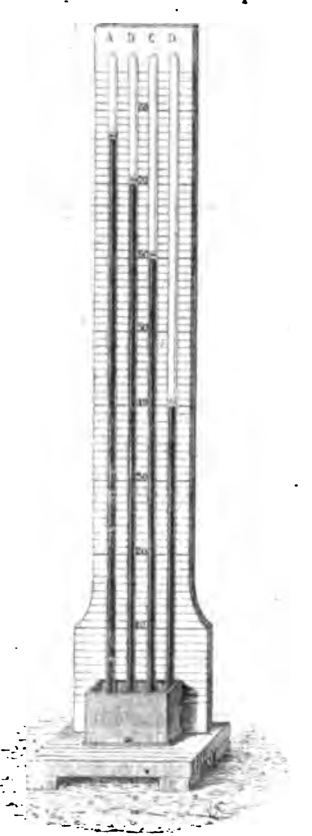


Fig. 82.

Cette force élastique que prend la vapeur, en présence d'un excès du liquide générateur, et qu'on ne peut ni augmen-

ter ni diminuer, est ce qu'on désigne d'ordinaire sous le nom de *force élastique maxima de la vapeur.*

Elle varie d'un liquide à l'autre, pour la même température. On s'en assure en introduisant trois liquides différents dans trois tubes barométriques B, C, D (fig. 82), plongés dans la même cuve et appliqués contre la même échelle. Le quatrième tube A, qui reste à l'état de baromètre, sert de comparaison. On voit ainsi que l'alcool déprime le mercure plus que l'eau, l'éther plus que l'alcool, et en général les liquides volatils plus que ceux qui le sont moins ou ne le sont pas.

118. La force élastique maxima d'une vapeur augmente avec la température. — Pour un même liquide, la force élastique maxima de la vapeur augmente avec la température suivant une loi particulière à déterminer dans chaque cas. C'est surtout pour l'eau que cette détermination est importante, à cause des machines à vapeur, et de la nécessité d'être exactement renseigné sur la variation de la pression avec la température. Aussi les études sur ce point ont été très soigneusement faites. Voici, d'après Regnault, les forces élastiques, mesurées en colonnes de mercure, de la vapeur d'eau à diverses températures T.

Tableau des forces élastiques de la vapeur d'eau, évaluées en centimètres de mercure à 0°, de 10° en 10°.

T.	H.	T.	H.
— 20°	0,093	110°	107,737
— 10°	0,209	120°	149,128
0°	0,460	130°	203,028
+ 10°	0,916	140°	271,763
20°	1,739	150°	358,123
30°	3,154	160°	465,162
40°	5,490	170°	596,166
50°	9,198	180°	754,639
60°	14,879	190°	944,270
70°	23,309	200°	1 168,896
80°	35,464	210°	1 432,480
90°	52,745	220°	1 739,036
100°	76,000	230°	2 092,640

Les expériences n'ont pas été poussées au delà de cette limite, pour laquelle la force élastique de la vapeur est mesurée par une colonne de mercure de plus de 20 mètres.

Plusieurs choses sont à remarquer dans ce tableau.

119. On voit d'abord qu'à 0°, et même aux températures inférieures, la force élastique de la vapeur d'eau est encore sensible. Nulle part, par conséquent, sur la surface du globe, la vapeur d'eau ne disparaît de l'air sous l'action du froid, et quand on songe à son rôle de régulateur, le fait prend de l'importance. Toutefois, dans les régions polaires, la force élastique de la vapeur d'eau est faible, son action régulatrice l'est aussi, et ces climats seraient exposés à des variations extrêmes si les brouillards apportés par de l'air plus chaud ne venaient un peu les protéger.

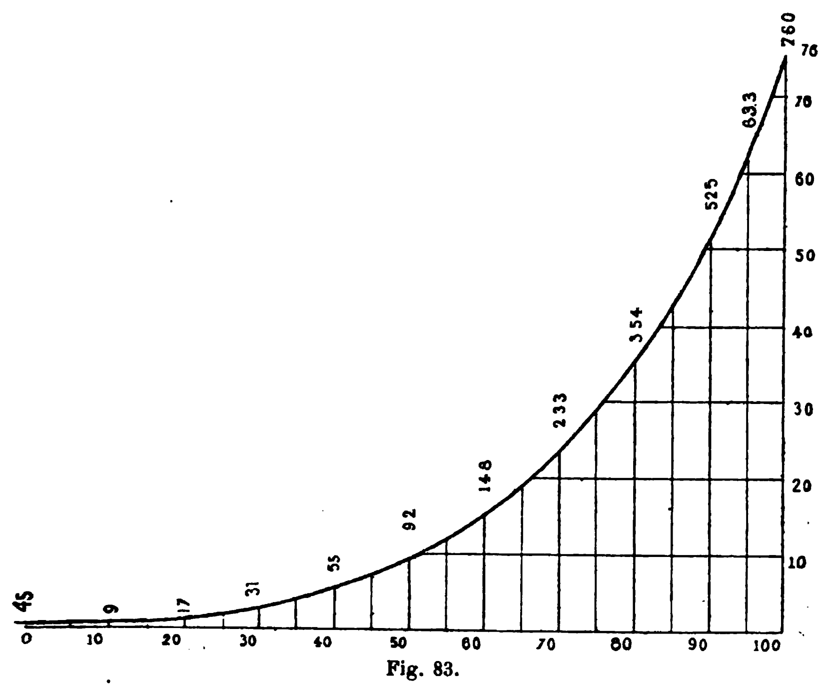


Fig. 83.

120. On voit aussi que la force élastique de la vapeur croît peu aux températures ordinaires jusqu'à 40°, mais qu'au

delà l'augmentation pour une même différence de température devient progressivement croissante. En traduisant sa marche par une courbe où les températures sont les abscisses, et les forces élastiques les ordonnées, on obtient la courbe de la figure 83.

On voit qu'elle s'élève rapidement avant 100°; elle s'élèverait encore plus rapidement après.

121. Relations entre la température d'ébullition d'un liquide et la pression qu'il subit.—Pour 100°, elle donne comme force élastique 76 cent.; c'est ce qui devait être d'après la définition du point 100. Mais nous pouvons tirer de ce fait une conclusion qui est vérifiée pour tous les autres liquides, c'est qu'un liquide bout lorsque la pression de sa vapeur est égale à celle de l'atmosphère qui le surmonte, et que la vapeur est obligée de déplacer pour se dégager.

L'eau qui bout à 100° sous la pression d'une atmosphère, bouillirait à 121° sous la pression de 2 atmosphères, à 134° sous 3 atmosphères, à 144 pour 4, à 152° pour 5 atmosphères. On voit qu'à mesure que la température s'élève décroît l'intervalle de température pour lequel la force élastique maxima de la vapeur augmente d'une atmosphère.

Cette relation entre la température d'ébullition d'un liquide et la pression exercée sur lui est trop importante pour que nous négligions de la vérifier. On y arrive simplement en dressant sur la cuve à mercure un baromètre dans lequel on introduit un liquide quelconque, par exemple de l'eau. On passe alors autour du tube un manchon de verre, que l'on ferme à sa partie inférieure par un bouchon muni d'un tube abducteur *n*, comme le représente la figure 84. Ce bouchon forme fond de cuvette pour une petite quantité de mercure, dans laquelle plonge le baromètre qu'on fixe par sa partie supérieure, après avoir retiré le tout de la cuve à mercure, au moyen d'un bouchon portant un tube recourbé *m*. Par ce tube on fait arriver un courant de vapeur d'eau bouillante. On voit, à mesure que le liquide du baromètre s'échauffe, le niveau baisser, et quand la vapeur sort librement par le bas,

le niveau du mercure est le même à l'intérieur du baromètre qu'à l'extérieur. Il en serait de même si on avait mis dans le baromètre de l'éther, et si on faisait passer dans la chemise un courant de vapeur d'éther bouillant sous la pression ordinaire. Si on interrompt le courant de vapeur, le mercure remonte dans le baromètre, rapidement d'abord, plus lentement ensuite, ainsi qu'on peut le prévoir en consultant le tableau de la page 174, ou en regardant la courbe des pressions.

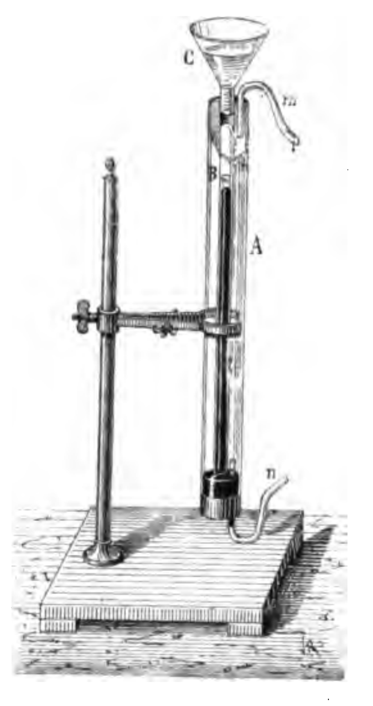


Fig. 84.

122. Principe de la paroi froide. — Ce même appareil nous permet de faire une autre expérience intéressante. Dans celle qui précède, il est sage de n'engager que très peu le tube barométrique dans le bouchon qui le maintient par le haut, de façon à pouvoir enfoncer dans la partie libre de l'ouverture du bouchon la douille courte d'un entonnoir, qu'on remplira d'eau. Recommençons alors l'expérience. Nous verrons que le mercure ne descend dans le tube qu'avec une lenteur extrême. A mesure qu'il s'abaisse, l'eau de l'entonnoir s'échauffe, et, en y regardant de près, on voit par quel mécanisme. On voit, en effet, couler constamment le long des parois du tube barométrique, des gouttelettes liquides qui proviennent de la condensation, sur la partie froide, d'une partie de la vapeur du tube. C'est cette condensation qui chauffe l'eau extérieure. Or si, à un moment quelconque, on mesure la température de cette eau et la pression de la vapeur au même moment, on trouve que la force élas-

tique de la vapeur est approximativement celle qui correspond à cette température du sommet du tube, et non pas, comme on pourrait s'y attendre, celle de la vapeur d'eau bouillante qui remplit la chemise. C'est là une démonstration du fameux principe de la *paroi froide*, énoncé pour la première fois par Watt, et qui est celui-ci : *Quand un espace quelconque, occupé par une vapeur, n'a pas la même température en tous ses points, la force élastique de la vapeur dans cet espace ne peut pas dépasser celle qui correspond au point le plus froid.* Mais on voit que cette situation est instable, et que les forces en jeu tendent d'elles-mêmes à rétablir l'équilibre. Constamment, en effet, il y a condensation sur cette partie froide, qui se réchauffe, et le phénomène ne cesse que lorsque l'équilibre est rétabli. Il est, en revanche, continu si on maintient constante la différence de température, par exemple dans les machines à vapeur, où il y a une circulation constante de vapeur de la chaudière au condenseur, et où la vapeur apporte dans ce condenseur, sauf les pertes, toute la chaleur prise dans la chaudière, excepté celle qu'elle a, dans son parcours, transformée en travail.

En examinant ce phénomène dans son sens le plus général, on voit que la vapeur, différente en cela des gaz, est un milieu qui tend à régulariser les températures en tous les points de l'espace qu'elle occupe. Cette régularisation est même très rapide lorsque la vapeur est seule. Elle est plus lente, comme nous allons le voir, quand la vapeur est mélangée à de l'air; mais elle se fait constamment, et cette conclusion, nous le verrons, est du plus haut intérêt en météorologie.

123. Force élastique des vapeurs mélangées aux gaz. — Quand une vapeur se répand dans un gaz, si la production est lente et se fait à la surface et non dans toute la masse du liquide, on dit que ce liquide s'évapore. Les lois de l'évaporation sont, du reste, les mêmes que celles de l'ébullition pour tout ce qui concerne la chaleur absorbée par la formation de la vapeur et la force élastique qu'elle prend au

contact du gaz. *Cette force élastique est la même que celle qu'elle prendrait dans le vide à la même température.*

On le démontre facilement de la manière suivante. Un ballon contenant du mercure à sa partie inférieure peut être fermé (fig. 85) par un bouchon percé de trois trous. Par le trou central, passe un tube *t* ouvert à ses deux bouts et plongeant dans le mercure. Les deux autres trous portent, le premier, un tube *p* à robinet fermé par un bouchon et une petite poire de caoutchouc; le second, un tube qu'on peut fermer par un robinet *r*. Le ballon étant rempli d'air à la pression actuelle, et le niveau étant le même à l'intérieur et à l'extérieur du tube central, on ferme le robinet *r*, on verse en *p* un peu d'alcool ou d'éther, on bouche, et on fait arriver quelques gouttes de liquide dans le ballon en ouvrant le robinet de *p* et en pressant sur la poire. On ferme ensuite vivement le robinet. On voit aussitôt le niveau monter dans le tube.

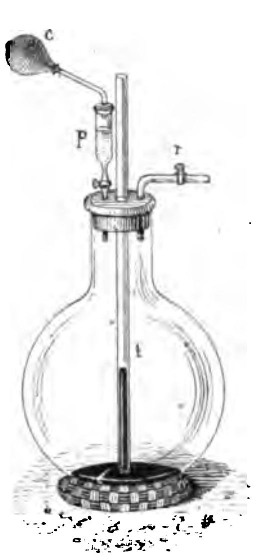


Fig. 85.

Cette ascension est *lente*, et nous allons revenir bientôt sur ce fait; elle se continue pendant plusieurs minutes, et c'est là un point qui différencie le phénomène de celui qui se manifeste dans le vide, où la production de vapeurs est instantanée; mais si on attend qu'elle soit terminée, et si on évalue la hauteur du mercure dans le tube, on constate qu'elle est très approximativement égale à la force élastique maxima de la vapeur dans le vide à la même température.

Or, cette hauteur mesure, très approximativement aussi, la pression de la vapeur formée dans le ballon. L'air qui y était contenu n'a, en effet, varié sensiblement ni de température ni de volume. La lenteur du phénomène a permis au mercure et au verre du ballon de reprendre à l'extérieur la petite quantité de chaleur nécessaire à l'évaporation du liquide introduit;

le volume intérieur n'a guère varié que de celui du mercure qui a été chassé dans le tube, et si ce tube n'est pas trop large, cette variation est négligeable par rapport au volume du ballon. Conservant son volume et sa température, l'air a conservé sa pression, et l'excédent de force élastique manifesté par l'élévation du mercure dans le tube n'est attribuable qu'à la vapeur. Or, nous avons dit qu'il était le même dans le vide.

On pourrait donc terminer là cette étude de l'évaporation dans les gaz, en disant qu'elle se fait comme la vaporisation dans le vide, s'il n'y avait pas cette circonstance de temps ou de durée de l'action qui, en physique, n'a pas grande importance, mais qui en a beaucoup en météorologie.

124. Vitesse d'évaporation. — Lorsqu'un liquide est mis en présence d'un volume limité d'air sec, son évaporation est lente et ne se fait pas, du commencement à la fin, avec la même vitesse. Elle doit être maximum à l'origine. nulle lorsque la vapeur a atteint sa force élastique maxima F, et si à un moment quelconque, la force élastique de la vapeur dans le gaz est f, on peut se demander si l'évaporation ne serait pas proportionnelle à chaque instant à $F - f$. Avec cette hypothèse, on satisfait d'abord aux conditions du début et de la fin de l'évaporation, car cette différence $F - f$ est, en effet, maximum à l'origine quand $f = o$, nulle à la fin quand $F = f$. Mais il ne suffit pas que notre hypothèse soit vérifiée pour les conditions limites. Il faut encore qu'elle le soit pour les conditions intermédiaires, et c'est l'expérience seule qui peut nous renseigner à ce sujet. Dalton a trouvé que cette hypothèse était exacte, de sorte qu'en appelant K la quantité d'eau évaporée dans l'unité de temps, et m une constante, on a

$$K = m\,(F - f).$$

Si la masse de gaz est indéfinie, et si f y est maintenu constant par un renouvellement convenable des couches d'air à la surface du liquide, K est aussi constant, et l'évaporation se fait toujours avec la même vitesse.

Mais ce cas est rare. D'ordinaire, lorsqu'il s'agit de vastes surfaces, les couches d'air ne se renouvellent pas facilement ou sont remplacées par d'autres aussi humides qu'elles, de sorte que le phénomène, comme un grand nombre de phénomènes météorologiques, se modère lui-même. La vapeur qui s'est formée gène la formation de vapeurs nouvelles. Il y a même une autre cause qui agit dans le même sens. L'évaporation refroidit le liquide, diminue par là F, et, par conséquent, la différence $F - f$. Aussi, ne faut-il pas s'étonner si l'air est rarement saturé. Même pendant la pluie, l'air ne contient que par places toute la vapeur d'eau qu'il pourrait contenir.

125. Inégale répartition de la vapeur dans l'air. — De plus, dans cet air, la vapeur d'eau peut être très inégalement répartie. Dans la vapeur non mélangée d'air, quelle que soit sa température, la force élastique est la même partout; cela est nécessaire pour l'équilibre, et s'il y a des différences de température, elles se comblent, comme nous l'avons vu tout à l'heure (122). Il en est autrement dans un mélange d'air et de vapeur. La seule condition mécanique d'équilibre, ici, est que en tous les points de la masse, la *somme de la force élastique de l'air sec et de la vapeur soit la même*. Cette condition peut être réalisée par les mélanges les plus variables d'air et de vapeur, à la seule condition pour celle-ci de ne dépasser, en aucun point, la force élastique maxima correspondant à la température de ce point.

Car ce qu'il y a en outre à remarquer, c'est que cet état d'équilibre peut comporter, au moins momentanément, des différences de température. Il n'en serait pas ainsi dans une masse de vapeur, parce que la condensation se fait très vite sur les parties froides, ainsi qu'en témoigne la rapidité des mouvements du piston dans un cylindre de machine à vapeur, dès qu'on a ouvert le condenseur. La température s'équilibre donc très vite. S'il y a de l'air, le mouvement de condensation se trouve notablement ralenti. La couche d'air humide en contact avec une paroi froide lui

abandonne bien la vapeur d'eau qu'il contient, mais l'air reste pour faire matelas, et gêne l'accès de vapeurs nouvelles. C'est ainsi que, dans un appareil distillatoire, il n'y a que de la vapeur dans la cucurbite et le chapiteau, que de l'air mélangé d'une toute petite quantité de vapeur d'eau à l'orifice extérieur de sortie du liquide, et, dans le réfrigérant ou serpentin, une série de mélanges d'air et de vapeur dont la pression totale est toujours égale à la pression atmosphérique, mais dans lesquels la proportion de vapeur va en augmentant dans un sens, celle de l'air en croissant dans l'autre.

126. Conséquences météorologiques. — Nous avons le droit de regarder la terre entière comme un appareil distillatoire dont le foyer serait à l'équateur, le réfrigérant dans les régions polaires. S'il n'y avait que de la vapeur d'eau dans l'air, le transport de cette vapeur de l'équateur aux pôles serait rapide et incessant, car la différence de température venant non de la terre, mais du soleil, serait constante. Les mers équatoriales se videraient, et les pôles disparaîtraient sous d'énormes calottes de glace. Ce n'est pas ici le lieu d'examiner les conséquences multiples de ce fait. Nous n'avons à faire remarquer qu'une chose : s'il ne se réalise pas, c'est que la vapeur d'eau n'est pas seule dans l'air, n'y est même d'ordinaire qu'en proportions très faibles. Elle y reste un agent de conversion de chaleur, mais un agent modéré, grâce au matelas d'air qui atténue ses bonds et ralentit ses chutes. En dehors de son action directe comme agent de respiration, l'air exerce donc comme réservoir de vapeur une action indirecte, mais des plus puissantes; en permettant l'irrégularité dans la distribution de la vapeur d'eau et dans celle des températures, il concilie l'harmonie avec la variété dans les aspects du globe.

CHAPITRE XII

HYGROMÉTRIE

127. Tension de vapeur et facteur d'évaporation. — Le rôle capital joué par la vapeur d'eau dans l'économie générale du monde fait que nous avons intérêt à être renseignés sur sa présence et sa distribution dans l'air. Il n'existe malheureusement encore aucune méthode qui nous permette d'étendre cette étude à toute l'épaisseur de l'atmosphère. Nous sommes réduits à nous borner aux couches voisines du sol, et nos recherches perdent, par là, une partie de leur intérêt, car, d'un côté, *toute* la vapeur qui est au-dessus de nous réagit sur nous, et de l'autre, avec cette distribution très inégale de vapeur que nous venons de signaler, nous ne pouvons conclure d'une couche à l'autre. On va voir pourtant que, même bornée à la surface du sol ou à une petite épaisseur au-dessus de la surface, cette étude présente un grand intérêt.

La quantité que nous devons nous proposer de déterminer est évidemment f, ou la tension actuelle de la vapeur d'eau. Cette vapeur pouvant être assimilée à un gaz, dans les conditions de son existence dans l'air, son poids par mètre cube sera précisément proportionnel à sa tension f. Il s'ensuit que si nous connaissions f à toutes les hauteurs, nous pourrions calculer la totalité de la vapeur d'eau suspendue à un moment quelconque au-dessus de nos têtes, c'est-à-dire l'épaisseur de l'enveloppe de l'édredon qui nous protège, ou bien la quantité de pluie qui peut tomber d'une hauteur donnée (fig. 86). Avec f, nous pourrons en outre

calculer la différence F — f, où F est la tension maxima de la vapeur d'eau à la même température, donnée par les tables de Regnault. Or, F — f est proportionnel à la quantité de vapeur qu'il faudrait répandre dans 1 mètre cube d'air pour qu'il soit saturé; c'est le facteur que nous avons vu entrer

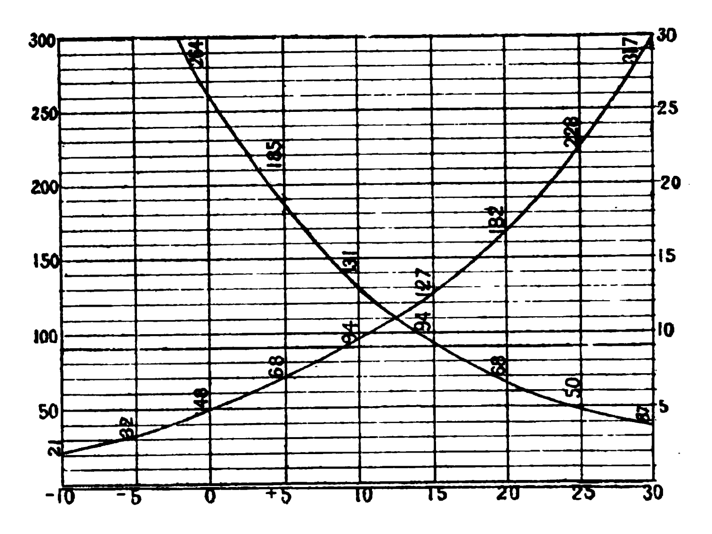


Fig. 86. *Courbe des poids de vapeur contenus, à diverses températures, dans un mètre cube d'air saturé.*

Ces poids, évalués en grammes, sont représentés par la courbe dont l'ordonnée va en croissant avec la température. Les mêmes chiffres représentent en milliémés de millimètres la hauteur de pluie qui recouvrirait le sol, si toute l'eau contenue dans ce mètre cube se condensait; ou bien, en millimètres, la hauteur de pluie fournie dans les mêmes conditions par une colonne du même air de 1 kilomètre de hauteur. On voit que tous ces nombres croissent rapidement avec la température. La même courbe peut évidemment servir à calculer la quantité de pluie que peut laisser échapper une masse d'air donnée, saturée à une certaine température, et restant saturée à une température plus basse, après avoir laissé déposer son excédent de vapeur.

L'autre courbe représente, évaluée en kilogrammes sur l'échelle de gauche, les poids d'air qu'il faut prendre, à diverses températures, pour y trouver 1 kilogramme d'eau. On voit que la décroissance est rapide, surtout au voisinage de 0°.

(124) dans le calcul de la quantité d'eau évaporée par unité de temps. C'est donc de lui que dépend surtout l'évaporation, l'un des éléments les plus importants de la vie animale et végétale. Aussi lui donnerons-nous le nom de *facteur d'évaporation*.

Nous laisserons, en revanche, de côté l'expression $\frac{f}{F}$ qui



s'est introduite, on ne sait pourquoi, en physique sous le nom d'*état hygrométrique*, et qui ne correspond à aucun phénomène physique ni physiologique déterminé. Deux masses d'air à moitié saturées, l'une à 10°, l'autre à 20°, ont pour leur état hygrométrique la même valeur 0,5, et cependant, f et $F-f$ sont égaux dans un cas à $4^{mm}6$, dans l'autre à $8^{mm}7$, ce qui est presque le double. L'action régulatrice de la vapeur d'eau, la quantité de pluie possible, la rapidité de l'évaporation apparaissent dans ces derniers chiffres comme devant augmenter beaucoup de 10° à 20°. Toutes ces différences s'effacent dans les valeurs identiques dans les deux cas de $\frac{f}{F}$.

128. Hygromètres organiques. — Tant qu'il ne s'agit que de se faire une idée grossière des variations de f et de $F-f$, on peut profiter de ce que certaines substances organiques, comme les cheveux ou les membranes animales, ont la propriété de se raccourcir en se desséchant dans un air sec, et de s'allonger en réabsorbant de l'humidité dans un air qui en est chargé. A cette catégorie d'instruments appartiennent l'hygromètre à capucin bien connu, dans lequel un boyau tordu, en se détordant ou se retordant sous l'influence de l'humidité ou de la sécheresse, fait mouvoir un capuchon léger qui couvre ou découvre une figurine de carton, et aussi l'hygromètre à cheveu, dans lequel un cheveu, fixé par un bout sur un cadre, et enroulé par une autre extrémité sur une poulie dont l'axe porte une aiguille, traduit, par la course de cette aiguille sur un cadran, ses variations de longueur sous l'influence de la vapeur absorbée ou rendue. On peut, avec des précautions, faire de ce dernier hygromètre un instrument de mesure. Mais les longueurs et les incertitudes de sa graduation, la nécessité de la reviser de temps en temps, sont autant d'obstacles à son emploi, et il est délaissé pour des hygromètres plus précis et d'un maniement plus facile.

129. Hygromètre chimique. — Le plus parfait de

ces hygromètres est pourtant, lui aussi, délaissé pour d'autres raisons; c'est l'hygromètre chimique, dans lequel, à l'aide d'une disposition convenable, on fait passer un volume déterminé d'air au travers de tubes desséchants qui lui enlèvent toute son humidité. Ces tubes pesés au commencement et à la fin de l'expérience, on a le poids p de la vapeur contenue dans le volume V de l'air passé dans l'appareil, et on conçoit, sans qu'il soit besoin d'entrer dans des détails, qu'on peut en conclure la force élastique f qu'aurait ce poids p de vapeur s'il était réparti uniformément dans le volume V.

C'est dans ce mot *uniformément* qu'est la condamnation de l'appareil. En effet, comme la vapeur d'eau n'est pas abondante dans l'air, il faut faire passer par les tubes desséchants un volume V assez notable pour que p ne soit pas trop petit, et rien n'est moins sûr que la distribution uniforme de la vapeur dans ce volume d'air. Cependant, cet inconvénient ne serait encore rien : en somme, ce qui importe, ce n'est pas tant le détail du phénomène, je veux dire la connaissance de la distribution de la vapeur couche par couche, que celle de sa quantité moyenne dans un volume donné. Mais voici qui est plus grave. Le passage de l'air au travers des tubes desséchants doit être lent, pour que l'absorption de la vapeur soit complète. L'opération dure donc un certain temps. Or, en une demi-heure, l'air peut s'être renouvelé plusieurs fois et avoir tout à fait changé de composition au voisinage de l'appareil. Si on ajoute à cet inconvénient que toute détermination exige une expérience ou un calcul, on comprend que l'hygromètre chimique soit resté confiné dans les cabinets de physique. Les météorologistes ne s'en sont servis que pour comparer, une fois pour toutes, ses indications à celles des instruments que nous allons décrire, et qui sont plus commodes à consulter, mais dont la théorie est trop incorrecte pour donner, à elle seule, une confiance absolue dans leurs indications.

130. Hygromètres de condensation. — Le prin-

cipe commun de tous ces appareils est le suivant : dans un air, que nous supposerons en repos, refroidissons par un moyen quelconque un corps solide, dont la surface soit exposée à l'air. Les couches d'air en contact avec elle vont se refroidir, et si on admet que ces couches d'air, dont la pression n'a pas varié, mais dont la température a baissé, restent au contact du solide, voici ce qui va s'y passer. Aussitôt qu'elles atteindront le degré de température pour lequel f, la tension de la vapeur d'eau qu'elles contiennent, devient une tension maxima, le moindre abaissement nouveau de température amènera une condensation et le dépôt à l'état de rosée, sur le corps solide, de la vapeur qui ne peut plus rester en dissolution dans l'air.

La tension cherchée f sera donc égale à la tension maxima qu'on trouvera dans les tables de Regnault pour la température d'apparition de la rosée. On peut même aller plus loin, et remarquer que, comme le dépôt de rosée commence un instant avant d'être visible, et comme le corps sur lequel elle se dépose va en se refroidissant, la température qu'on lira aussitôt qu'on commencera à voir le dépôt de rosée sera un peu trop basse. Mais il y a un moyen de remédier à cette cause d'erreur. Supprimons la cause du refroidissement, laissons se réchauffer, sous l'influence de l'air et du rayonnement, le corps qui porte le dépôt de rosée, et attendons que celle-ci disparaisse; pour les mêmes raisons que tout à l'heure, nous ne constaterons sa disparition et nous ne ferons notre lecture thermométrique qu'un instant après qu'elle aura disparu. Le chiffre lu sera un peu trop élevé, puisque le corps se réchauffe, et en prenant la moyenne des températures d'apparition et de disparition de la rosée, nous aurons un chiffre d'autant plus exact que l'habileté de l'expérimentateur aura resserré leur différence dans de plus étroites limites.

D'après cette théorie générale, on voit les conditions auxquelles doit satisfaire un bon hygromètre de condensation. 1° Être pourvu d'un moyen de refroidissement intérieur facile à régler et à arrêter; d'ordinaire on se sert pour

cela de l'évaporation de l'éther, dans lequel on fait passer un courant d'air qu'on peut commander à distance; 2° assurer aussi complètement que possible l'identité entre la température de la surface du corps et celle du thermomètre plongé dans l'éther ; c'est à quoi on arrive en faisant choix d'un vase mince de métal dont la surface est baignée d'un côté par l'air, de l'autre par l'éther constamment agité dans lequel plonge le thermomètre ; 3° permettre la constatation facile de l'apparition et de la disparition du dépôt de rosée ; pour cela, on prend un métal poli, de l'or en général, à cause de son éclat et de son inaltérabilité, et comme l'œil, pour bien juger, a besoin de contrastes, on juxtapose à la lame de métal doré refroidie une autre lame non refroidie. En mettant les deux lames dans le champ de vision d'une même lunette, on apprécie bien leurs moindres différences. La lunette a en outre l'avantage d'éloigner l'observateur, dont la respiration et la transpiration pourraient modifier l'état hygrométrique de l'air au voisinage de l'appareil.

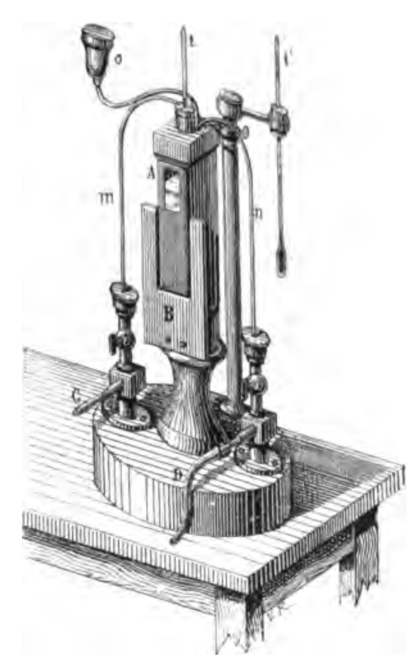


Fig. 87. *Hygromètre de M. Alluard.*

Pour le mettre en action, on y verse par O de l'éther jusqu'au moment où le liquide monte à peu près à moitié hauteur de la petite glace qu'on voit en haut; on referme O, et on adapte en D le tube d'un aspirateur que l'on dispose à distance, de façon à pouvoir arrêter à volonté l'aspiration. L'air entre en C, passe par *m*, barbote dans l'éther qu'il refroidit et s'en va par *n* dans l'aspirateur. Sitôt que l'observateur, regardant avec une lunette, observe en A le dépôt de rosée, il arrête l'aspiration, fait une lecture au thermomètre *t*. Puis il attend que la rosée disparaisse, fait une deuxième lecture, et consulte enfin le thermomètre *t'*.

En obéissant à ces principes communs, les hygromètres à condensation les plus usités présentent des différences de

construction. Dans l'hygromètre Alluard, la chambre à éther A (fig. 87) est parallélipipédique, et une de ses faces, faite de laiton doré poli, est encadrée dans une autre lame B, placée dans le même plan, et qui en est séparée par un intervalle très petit, suffisant pourtant à prévenir tout échange rapide de chaleur entre la face refroidie par l'évaporation de l'éther et la lame du pourtour, que l'air qui la baigne sur une grande surface maintient à peu près à sa propre température.

Aux yeux de beaucoup de météorologistes, ces hygromètres à condensation ont un inconvénient, c'est qu'ils exigent une expérience. Si facile et si courte qu'elle soit, elle exige du temps et de l'attention. Elle ne satisfait pas cet idéal de beaucoup d'observateurs, qui est de se présenter à une heure déterminée devant un instrument, et d'y faire une lecture qu'on inscrit sur un registre pour n'y plus penser. C'est ce que permet trop bien le *psychromètre*.

131. Psychromètre. — Cet appareil se compose en principe de deux thermomètres, dont l'un, plongé dans l'air, en donne approximativement la température, dont l'autre est soumis à un refroidissement provenant de l'évaporation de l'eau. Dans ce but, son réservoir est couvert d'une ou deux couches de fine batiste et maintenu humide, soit par un suintement qui lui arrive d'un réservoir supérieur au travers d'une mèche de coton, soit par aspiration capillaire de l'enveloppe qui plonge à cet effet, par son extrémité libre, dans l'eau distillée.

Comme nous l'avons vu (124), cette surface humide et maintenue saturée évapore dans l'unité de temps une quantité d'eau $K = m(F - f)$, dont l'évaporation exige une quantité de chaleur qui varie assez peu avec la température (110) pour qu'on puisse la considérer comme en étant indépendante, et qui n'est plus dès lors proportionnelle qu'à K, c'est-à-dire à $F - f$. Le niveau du mercure baisse en effet dans le thermomètre mouillé; quand il s'arrête, c'est que le réservoir reçoit, par rayonnement ou par conductibilité, autant de chaleur qu'il en perd. Or, la quantité de cha-

leur qu'il reçoit est, à très peu près aussi, proportionnelle à sa différence de température avec l'air et les objets ambiants, si cet air et ces corps sont en équilibre de température. S'il en est ainsi, la différence de température qui commande la chaleur reçue par rayonnement est $t - t'$; t étant la température du thermomètre sec, t' étant celle du thermomètre mouillé.

On peut donc établir une relation de proportionnalité entre $F - f$ et $t - t'$, et écrire $F - f = A(t - t')$, A étant, si nos hypothèses sont vraies, une constante à déterminer par l'expérience. L'expérience apprend que cette constante ne l'est plus quand il y a des variations de pression, mais qu'elle varie à peu près comme la pression H, de sorte qu'on a $A = BH$, B étant une constante nouvelle. On a donc définitivement

$$F - f = BH(t - t')$$

d'où

$$f = F - BH(t - t')$$

formule qui donnera f si B, H et $(t - t')$ sont connus. Or, $t - t'$ résulte de la lecture des deux thermomètres, H est connu par le baromètre, et B est une constante instrumentale que le constructeur est censé déterminer une fois pour toutes par une série de comparaisons du psychromètre avec l'hygromètre chimique. Dans la pratique, on suppose que cette quantité est la même pour tous les instruments d'un même type, et on dispense même l'observateur de tout calcul en fournissant avec l'instrument une table à double entrée, dans laquelle on trouve inscrite la valeur de f quand on connaît H et $t - t'$.

On a pu remarquer que cette théorie du psychromètre est émaillée de formules approximatives et de propositions conditionnelles. Aussi n'est-elle guère sûre. A ce défaut vient se joindre pour l'instrument une autre infirmité physique : quand la température de l'air est assez voisine de 0 pour que sur le thermomètre mouillé, qui marque toujours quelques degrés au-dessous de l'autre, il se forme un dépôt

de givre, on ne peut plus se fier aux indications de l'instrument qui se recouvre d'une couche trop peu conductrice pour qu'on puisse compter que le thermomètre donne bien sa température extérieure, la seule qui participe aux effets de réchauffement ou de refroidissement. Il y a, d'ailleurs, alors intervention d'une nouvelle action, celle de la chaleur latente, qui empêche la température de tomber autant au-dessous de 0° qu'elle le ferait sans elle, qui fausse par conséquent encore $t - t'$, et par suite les indications de l'instrument.

Tous ces défauts sont graves, et motiveraient bien le rejet du psychromètre comme appareil de mesure, si cet instrument n'était défendu par la commodité de son emploi. En fait, c'est l'hygromètre le plus usité dans les stations météorologiques.

MÉTÉOROLOGIE

CHAPITRE XIII

PHÉNOMÈNES ASTRONOMIQUES

132. Loi de Lambert. — Nous voilà arrivés à la météorologie, qui n'est pas, à proprement parler, une science spéciale, mais seulement l'application à la physique du globe des lois que nous venons de passer en revue. Elle embrasse l'étude des phénomènes physiques qui se produisent sur notre planète, de leurs relations mutuelles, de leurs répercussions les uns sur les autres, de l'influence qu'exercent sur eux les alternatives des saisons, la distribution des terres et des mers, la disposition des continents, le relief du sol, la nature des cultures, etc.

Tous ces phénomènes sont sous la dépendance de l'action solaire, qui en est le rouage moteur, et dont l'étude doit précéder la leur. La quantité de chaleur versée par le soleil sur l'unité de surface du sol en un point quelconque de la terre, dépend d'abord de deux éléments dont l'action est évidente, la *durée de l'insolation* et son *intensité*, puis d'un troisième élément que nous devons envisager de plus près, l'*inclinaison* de la surface sur les rayons solaires.

Soit S (fig. 88), une surface recevant sous l'angle α un faisceau cylindrique de rayons solaires dont la section droite est s. Soit i l'intensité

Fig. 88.

dans ce faisceau, que nous supposerons constante en ses

divers points et mesurée par les méthodes connues. Soit de même I l'intensité cherchée sur l'unité de surface de S. Comme toute la chaleur qui tombe sur S est celle qu'arrêterait *s* s'il était interposé comme écran, on a

$$IS = is$$

d'où

$$\frac{I}{i} = \frac{s}{S}.$$

Or, on a :

$$\frac{s}{S} = \sin \alpha$$

d'où

$$I = i \sin \alpha.$$

C'est là la *loi de Lambert*, qu'on peut énoncer de la façon suivante : l'*intensité calorifique ou lumineuse reçue par une surface donnée varie proportionnellement au sinus de l'inclinaison des rayons solaires sur la surface.* Elle est maximum quand $\alpha = 90°$, c'est-à-dire quand l'incidence est normale; elle est nulle quand $\alpha = 0$, c'est-à-dire quand l'incidence est rasante.

133. Le soleil n'échauffe et n'éclaire pas toujours sous le même angle le même point du sol. Cela tient à des raisons astronomiques, dont l'influence sur la distribution de la chaleur à la surface du globe est trop grande pour que nous les passions sous silence; ce sont elles qui forment les grandes masses et le fond du tableau. Pour les bien comprendre, il faut nous rappeler quelques faits et quelques définitions.

C'est un fait que la terre se meut en décrivant, en 365 jours un quart environ, une orbite elliptique située dans un plan appelé l'écliptique, et dont le soleil occupe un des foyers. En même temps, elle tourne sur elle-même, en 24 heures, autour d'un axe incliné de 66°,5 sur le plan de l'écliptique, et qui conserve une direction fixe dans l'espace, c'est-à-dire reste toujours parallèle à lui-même dans le mouvement annuel de rotation autour du soleil.

Les points P et P′ (fig. 89), où cet axe rencontre la terre, s'appellent *pôles nord* et *sud*. Le plan EE′ perpendiculaire à l'axe et passant par le centre de la terre coupe celle-ci suivant un grand cercle qui est l'*équateur*. En partageant cet équateur en 360 parties égales qui sont les *degrés*, et en faisant passer un plan par l'axe et chacun de ces points de division, on partage la surface terrestre en 360 fuseaux, dont la largeur, nulle au pôle où ils se coupent tous, est maximum à l'équateur et égale à 1° de *longitude*. Les demi-circonférences qui séparent ces fuseaux sont les méridiens, que l'équateur partage en deux parties égales. Si on divise chacune de ces moitiés, en partant de l'équateur, en 90 degrés, et que par chacun des points de division on mène un plan perpendiculaire à l'axe, c'est-à-dire parallèle à l'équateur, on obtiendra des cercles de *latitude*. Les latitudes se comptent à partir de l'équateur. Elles sont dites nord pour l'hémisphère nord, et sud pour l'autre.

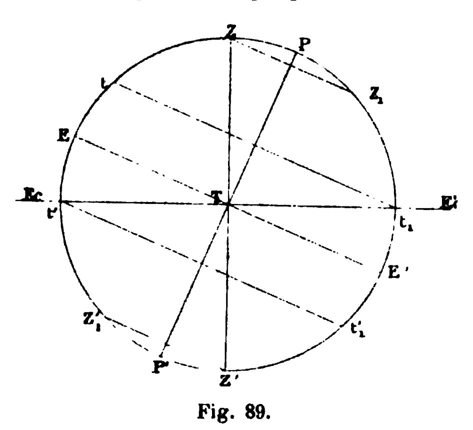


Fig. 89.

Parmi ces cercles parallèles à l'équateur, il y en a quatre qui méritent une mention spéciale. Ce sont d'abord les tropiques, menés à la latitude, N. et S., de 23°,5, et passant par conséquent par les points t', t'_1 d'intersection avec l'écliptique Ec Ec′ du cercle de longitude qui contient la perpendiculaire ZZ′ au plan de l'écliptique menée par le centre de la terre. L'arc PZ est alors égal à l'arc E′t_1, leurs angles au centre ayant leurs côtés perpendiculaires, donc PZ est aussi de 23°,5, et si par les points Z et Z_1 nous menons les deux cercles de latitude ZZ_1 et $Z'Z'_1$, nous aurons les deux *cercles polaires*. Les deux calottes qu'ils limitent au nord et au sud sont les *zones glaciales* de la terre. Entre les cercles polaires

et les tropiques des deux hémisphères sont comprises les *zones tempérées*. Entre les deux tropiques est la *zone torride*. Ces zones ne sont pas égales en surface. La zone torride ne représente que les 0,4 de la surface de la terre. Les deux zones tempérées à elles deux en font les 0,5, ou la moitié. Les deux zones glaciales comprennent le dernier dixième.

Avec ces notions, qui ne sont pas de notre ressort et que nous avons dû nous contenter de rappeler, nous pouvons aborder l'étude des phénomènes. Leur complexité pourrait effrayer au premier abord. En outre du mouvement compliqué de valse sur un plan incliné qu'elle exécute autour du soleil, la terre est couverte d'une atmosphère qui n'est jamais identique à elle-même et forme un manteau dont la perméabilité est incessamment variable. Elle présente elle-même à sa surface des variations de constitution, de structure, d'altitude, de composition et de couleur qui modifient beaucoup son action sur les rayons solaires.

134. — Pour montrer l'influence de ces divers éléments sur la distribution de la chaleur sur le globe, nous allons les séparer par la pensée ; nous prendrons d'abord un cas simple, fictif, dans lequel n'interviendra qu'un de ces éléments. Nous examinerons quelle serait la distribution de la chaleur dans cette hypothèse, que nous compliquerons en y ajoutant, les uns après les autres, les éléments réels du problème, et en cherchant quelle modification ils apportent dans le résultat.

Supposons, pour commencer, que la terre soit un globe rond, sans aspérités, sans atmosphère, tournant autour du soleil dans une orbite non pas elliptique, mais circulaire. Supposons aussi que l'axe de rotation soit normal au plan de l'écliptique.

Pour toute cette étude, il est commode de supposer que c'est le soleil qui tourne autour de la terre. Cela est conforme à l'apparence des choses, et ne change rien aux phénomènes qui dépendent des positions relatives et des distances des deux astres, mais non des places qu'ils occupent réellement.

Tels sont ceux que nous avons à examiner. Prenons donc pour plan du tableau, dans notre hypothèse, un plan perpendiculaire au plan de l'écliptique passant par le centre de la terre dans une de ses positions (fig. 90). Ce plan contiendra aussi l'axe de rotation PP'. Le soleil S étant supposé placé très loin, les rayons qui en viendront seront parallèles, et à un moment quelconque, ce sera un cercle de longitude qui séparera la partie éclairée de la partie plongée dans l'ombre et qui porte des hachures. Si nous supposons la terre tournant dans cette position autour de PP', en 24 heures, nous

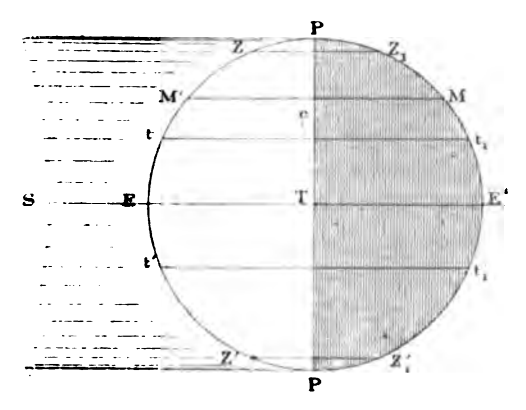


Fig. 90.

voyons d'abord que les jours seraient constamment égaux aux nuits pour les divers points du globe. En effet, pour un point M, le jour dure tant que dans le mouvement diurne il est sur le demi-cercle M'c qui se projette sur son rayon. La nuit correspond au mouvement sur le demi-cercle Mc. Ces deux demi-cercles étant constamment égaux, il y aurait *équinoxe* permanent pour tous les points de la terre.

Il est facile de voir, en outre, qu'il n'y aurait pas de *saisons*. En effet, dans le mouvement annuel autour du soleil, tous les points de la terre, depuis l'équateur qui coïnciderait avec l'écliptique, jusqu'aux pôles, auraient constamment la même inclinaison par rapport aux rayons solaires. L'échauffement serait maximum à l'équateur où l'incidence est normale (131).

Il varierait peu jusqu'à une certaine distance au nord et au sud de l'équateur, parce que la courbure est peu sensible et que l'inclinaison varie peu. Il décroîtrait ensuite de plus en plus vite jusqu'aux pôles où, l'incidence étant rasante, la quantité de chaleur reçue serait nulle, et où le froid n'aurait comme compensation qu'un jour perpétuel, un observateur placé en P ou en P' voyant tous les jours le soleil faire le tour de l'horizon.

L'orbite étant supposée circulaire, et par suite la distance au soleil invariable, tous les jours se ressembleraient, non seulement pour la régularité des phénomènes, mais encore pour l'intensité de l'échauffement. Il n'y aurait donc pas de saisons météorologiques, par conséquent pas d'*année*. En dehors du jour, la division du temps serait tout à fait arbitraire. Que serait la terre dans ces conditions? Nul ne le peut savoir. Tout ce qu'on peut dire, c'est qu'elle ne ressemblerait pas à ce que nous la voyons, car pour beaucoup d'espèces vivantes la succession des saisons est une nécessité physiologique.

135. Introduisons maintenant dans notre hypothèse l'inclinaison de l'axe terrestre sur l'écliptique, sans rien changer aux autres conditions. Nous allons voir apparaître l'inégalité des jours et des nuits, et avec elle les saisons, c'est-à-dire l'année.

Prenons toujours comme plan du tableau le plan normal à l'écliptique passant par le centre du soleil et de la terre. L'axe de rotation de la terre, conservant toujours la même direction dans l'espace, n'est pas toujours contenu dans ce plan; mais, en se transportant parallèlement à lui-même, il le traverse deux fois, pour deux positions à 180° l'une de l'autre. Soit T la terre dans une de ces positions (fig. 91), PP' la ligne des pôles, faisant avec la normale ZZ' à l'écliptique un angle de 23°,5. Soit EE' l'équateur, l'angle ETt' sera aussi de 23°,5; par conséquent t_1 et t'_1 seront les tropiques, de même que ZZ_1, $Z'Z'_1$ seront les cercles polaires.

Si nous envisageons d'abord le mouvement diurne, nous voyons que le cercle projeté en ZZ' séparant la partie éclairée

de la partie obscure, le jour durera pour un point quelconque M de la terre tant qu'il se mouvra sur la portion de cercle projetée en M'c; la nuit, sur la portion projetée en Mc. L'équateur sera donc la seule partie de la terre pour laquelle il y aura équinoxe. Les jours seront plus longs que les nuits pour tous les points de l'hémisphère sud, et les nuits plus longues que les jours pour tous les points de l'hémisphère nord. Il n'y aura pas de nuit pour tous les points placés à l'intérieur du cercle polaire sud. Le soleil restera de même constamment au-dessous de l'horizon pour l'autre cercle polaire.

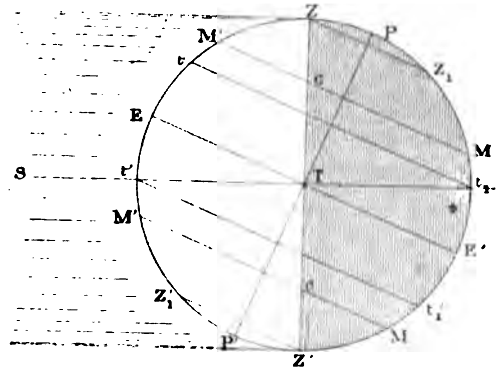


Fig. 91.

Considérons maintenant, à 180° de cette position dans l'espace, c'est-à-dire à six mois de distance dans le temps, la seconde position pour laquelle l'axe de rotation PP' est de nouveau dans le plan du tableau. Ce sera de l'autre côté du soleil; les rayons solaires viendront en sens inverse, et nous aurions à recommencer la même figure en intervertissant seulement les positions de la partie claire et de la partie ombrée. Nous pouvons nous en dispenser en intervertissant seulement par la pensée la signification des ombres et des clairs, et nous n'avons pas besoin dès lors de recommencer le raisonnement pour voir que tout est changé au nord et au sud de l'équateur. Celui-ci est toujours en équinoxe, mais c'est maintenant l'hémisphère nord qui a des jours plus longs

que les nuits, et le pôle nord qui a toute la journée le soleil sur son horizon.

L'inclinaison des rayons solaires a donc varié à six mois de distance. Elle a été normale (fig. 91) pour le cercle tt'_1 et la zone voisine, qui avaient le soleil à leur zénith et où l'échauffement était maximum. La zone tempérée de l'hémisphère sud bénéficiait de son côté de cette diminution dans l'obliquité des rayons solaires. Un point placé sur le cercle polaire sud, ne reçoit pas de chaleur lorsqu'il passe en Z', sous l'incidence rasante; mais en Z'_1, il peut en faire une petite provision. Enfin, pour le pôle P', le soleil n'est pas haut au-dessus de l'horizon, mais il ne cesse pas d'éclairer et de chauffer en en faisant le tour. En somme, tous les points de l'hémisphère sud sont favorisés au point de vue de la distribution de la chaleur. C'est la saison chaude pour eux, de même que c'est la saison froide pour l'hémisphère nord. A six mois de là c'est l'inverse, c'est le tropique nord qui a le soleil à son zénith, la zone tempérée nord qui est en été, le cercle polaire nord qui jouit de son soleil de six mois. Voilà donc les saisons.

136. Les transitions se font par deux positions $T_1T'_1$ (fig. 92) intermédiaires aux précédentes, à trois mois par conséquent de chacune d'elles, pour lesquelles le soleil passe au zénith du grand cercle intermédiaire entre les deux tropiques, c'est-à-dire de l'équateur. On retrouve alors, réalisées pour un jour, les conditions de notre première hypothèse, du soleil placé dans l'équateur. Le jour est égal à la nuit pour les divers points du globe. C'est l'équinoxe, celui du printemps quand on passe de la saison froide à la saison chaude, celui d'automne six mois après.

Ici se présente une remarque importante. On pourrait croire que tout étant géométriquement symétrique, dans notre hypothèse qui commence à serrer de près la réalité, entre l'équinoxe du printemps et le solstice d'été d'un côté, entre le solstice d'été et l'équinoxe d'automne de l'autre, les jours étant de même longueur avant et après le solstice, et

le soleil occupant les mêmes positions à la même distance, les deux moitiés de la saison chaude devraient se balancer exactement comme température, et que l'été et l'hiver devraient être le calque exact du printemps et de l'automne. La conclusion serait inexacte, car la température, à un moment ou en un lieu quelconques, ne dépend pas seulement de la quantité de chaleur que le soleil y verse à ce moment, mais aussi de la chaleur versée antérieurement et emma-

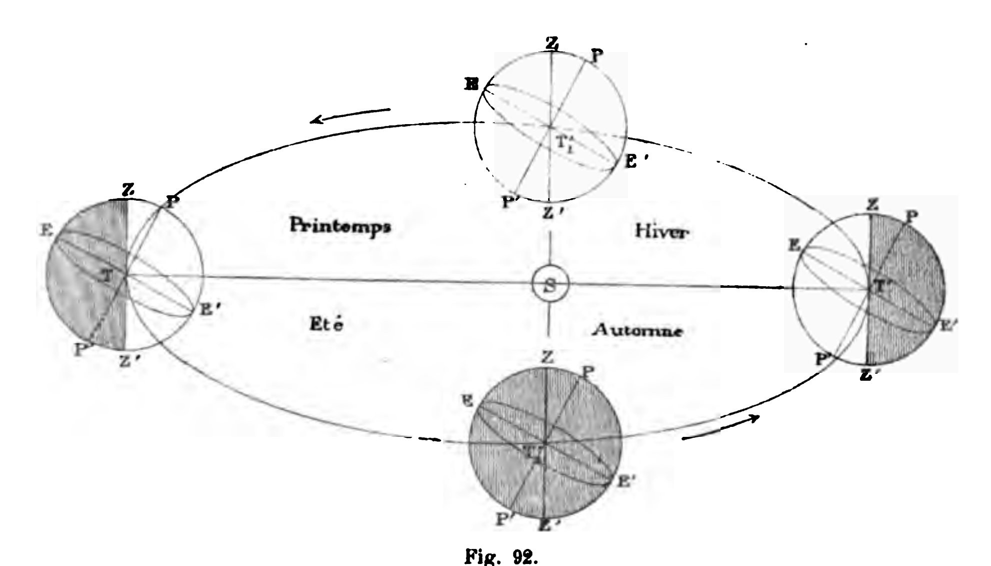


Fig. 92.

gasinée dans l'air ou le sol. Donc, même dans la conception simplifiée que nous étudions, l'été serait plus chaud que le printemps parce qu'il bénéficierait des réserves faites pendant ce printemps; de même, pour les mêmes raisons prises en sens inverse, l'hiver serait plus froid que l'automne.

137. L'inclinaison de l'axe de rotation diurne sur le plan de l'orbite introduit donc dans la vie de la terre l'inégalité des jours et des nuits, les saisons, et avec elles l'année, qu'on peut faire commencer quand on veut, mais dont la période est fixe et donnée par le retour de la terre au même point de l'écliptique. Toutefois, jusqu'ici, les deux hémi-

sphères de la terre sont également traités et se font équilibre. Nous allons voir une inégalité surgir entre eux en introduisant dans notre hypothèse l'ellipticité de l'orbite. Le soleil n'est pas, comme nous l'avons supposé, toujours à la même distance de la terre. Il en est un peu plus rapproché à notre solstice d'hiver qu'au solstice d'été. Il résulte de ces différences de distance une différence d'environ $\frac{1}{10}$ dans la chaleur reçue. Donc, pour les régions au nord de l'équateur, l'hiver est un peu plus chaud et l'été un peu plus froid que si l'orbite était circulaire. C'est l'inverse pour l'hémisphère sud.

138. Voilà une première conséquence en faveur de l'hémisphère nord. En voici une autre dans le même sens. Dans une orbite circulaire, les quatre saisons seraient égales parce que les quatre quadrants d'un même cercle sont égaux. Dans l'écliptique, il n'y a plus égalité entre les quatre quadrants qu'on obtient en menant par le centre du soleil (fig. 92 une perpendiculaire au grand axe TT'. La portion qui correspond à notre saison froide est plus petite que celle qui correspond à la saison chaude, et la somme des durées du printemps et de l'été est par suite, en vertu des lois de Képler, plus longue que la somme des durées de l'automne et de l'hiver.

La quantité totale de chaleur qui tombe annuellement sur l'hémisphère nord dépasse donc celle de l'hémisphère sud, et le premier doit être plus chaud que le second. C'est, en effet, ce que l'expérience vérifie.

139. Une nouvelle inégalité provient de ce que l'axe de rotation de la terre n'est pas, comme nous l'avons supposé, toujours parallèle à lui-même. Si, par le centre O de l'écliptique (fig. 93), on lui mène une parallèle OP', on constate que cette ligne, au lieu d'aller percer la voûte céleste toujours au même point, voisin de l'étoile polaire *a*, décrit en 26,000 ans environ, dans le même sens que les aiguilles d'une montre, un cercle qui la fera passer près de l'étoile Véga.

En conséquence de ce mouvement, la ligne $\gamma\gamma'$ qui est, au moment des équinoxes, la ligne d'intersection de l'équateur avec l'écliptique et qui porte, à raison de ce fait, le nom de *ligne des équinoxes*, tourne elle-même autour du point S de façon à faire, en 26,000 ans environ, un tour complet dans le sens de la flèche *cd*. C'est ce qu'on appelle la *précession des équinoxes*.

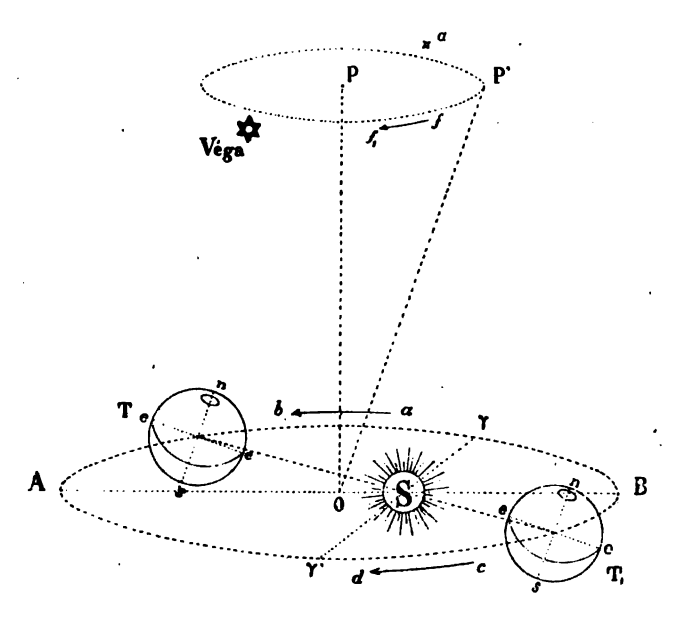


Fig. 93.

C'est en l'an 1250 environ que cette ligne des équinoxes était perpendiculaire au grand axe, et que les deux solstices correspondaient aux deux extrémités de ce grand axe. L'automne et l'hiver d'un côté, le printemps et l'été de l'autre avaient alors des durées égales comme dans la figure 92. Depuis ce moment la ligne des solstices TT_1 s'éloigne de plus en plus de la ligne AB dite des apsides, et comme l'automne correspond toujours à l'aire $\gamma'ST_1$, l'hiver à l'aire $T_1S\gamma$, l'hiver est plus long que l'automne. De même l'été est plus long que le printemps.

Dans le quart de 26,000 ans à partir de 1250, c'est-à-dire vers l'an 7750, la ligne $\gamma\gamma'$ coïncidera avec AB; à ce moment, toute inégalité entre les durées totales des deux saisons chaudes et des deux saisons froides aura cessé; les deux hémisphères seront également traités, et, pour le nôtre, l'été et l'hiver auront diminué, l'automne et le printemps augmenté, de façon à ce que la saison froide et la saison chaude aient la même durée au nord et au sud de l'équateur. Plus tard, ce sera l'inverse; ce sera au tour de l'hémisphère sud d'être favorisé. Nous retrouverions des conclusions analogues en remontant dans les siècles passés.

Cela nous amène à des durées qui peuvent encore entrer, pour le présent et pour le passé, dans le cadre de l'histoire, et qui sont même petites quand on les compare aux âges géologiques. Nous pourrions les abréger en faisant intervenir le mouvement du grand axe AB de l'ellipse, qui est entraîné lui-même dans le sens *ab* avec une vitesse à peu près égale au quart de la vitesse suivant *cd* du mouvement de précession, ce qui assure, à plus brève échéance, la coïncidence de AB et de $\gamma\gamma'$. Mais cela est inutile. Il nous suffit d'avoir montré que, contrairement à une opinion généralement répandue, la quantité moyenne de chaleur versée pendant une longue période sur un point donné peut varier en vertu de causes astronomiques, que par conséquent le climat d'une région n'est pas toujours le même dans la suite des temps, et quand on songe qu'une différence de 2 à 3° suffit à faire une région froide d'une région tempérée, on peut expliquer, sans recourir à des cataclysmes, bien des variations de climat survenues sur notre globe, même depuis la période historique, et prévoir pour l'avenir bien des éventualités dans le perpétuel devenir qui est la loi de toutes les choses de la création.

140. Nous allons maintenant ajouter aux autres éléments de notre hypothèse l'existence d'une atmosphère. Sèche, cette atmosphère serait sans action bien sensible. Au foyer d'un miroir ardent ou d'une lentille, on n'aperçoit

dans l'air aucun tremblotement indiquant qu'il s'échauffe, et pourtant, en ce même point, on peut arriver à faire fondre de l'argent. Les ondes calorifiques de l'éther glissent sans les ébranler au travers des molécules de l'air, mais elles accrochent au passage celles de la vapeur d'eau qui est un absorbant puissant, qui s'échauffe et échauffe l'air à son contact. Nous savons que les huiles essentielles des végétaux sont aussi très athermanes, mais celles-là emploient à s'oxyder une partie de la force qu'elles arrêtent au passage. Les poussières en suspension dans l'air ont aussi leur action comme corps solides; si elles deviennent visibles dans un rayon de soleil, c'est qu'elles arrêtent au passage des ondes lumineuses et calorifiques.

Or poussières, essences et surtout vapeur d'eau sont très inégalement répandues, non seulement sur les divers points de la terre, mais encore en hauteur au-dessus d'un même lieu. C'est dans les régions voisines du sol qu'elles sont en plus grande abondance. De plus, pour une même distribution, elles n'ont pas le même effet tout le long de la journée, et exercent surtout leur action absorbante le matin et le soir, lorsque les rayons solaires, devenus plus obliques, en traversent une plus grande épaisseur.

Je n'ai parlé jusqu'ici que de la vapeur d'eau existant à l'état invisible dans l'air; la complication apportée serait bien plus grande si nous la supposions sous forme de nuages, qui absorbent la lumière et la chaleur et, faisant ombre, transportent sur leur surface supérieure les phénomènes d'évaporation qu'auraient produit sur le sol les rayons qu'ils arrêtent.

141. L'inégale distribution des terres et des mers apporterait dans nos résultats de nouvelles causes de variation. Sous l'influence du même soleil et à travers la même atmosphère, la mer s'échauffe moins que la terre, elle réfléchit mieux les rayons solaires, a une chaleur spécifique plus élevée, répartit sur une épaisseur plus grande, par son agitation, la chaleur absorbée dans le courant du jour, a un pouvoir

émissif très médiocre, etc. La terre n'est pas toujours, de son côté, identique à elle-même. Elle présente des variations de couleur, de composition et d'altitude. Les différences de niveau de sa surface amènent à leur tour des variations d'inclinaison sur les rayons solaires, différentes de celles que commande la latitude, mais qui produisent les mêmes effets et ont donné depuis lontemps la notion des *versants*. Enfin, la végétation joue aussi un rôle. Une terre nue s'échauffe plus pendant le jour qu'une terre cultivée.

A mesure que nous nous approchons ainsi de la réalité, nous voyons disparaître les grandes lignes et les conclusions générales qui nous ont été si utiles tout à l'heure. Mais nous en conservons le bénéfice. A cette distribution de la chaleur dont nous avons vu les causes astronomiques, viennent s'ajouter et se superposer des influences tellement nombreuses et tellement variables qu'on ne peut les rassembler dans une étude commune. Il faut entrer dans le détail, et comme la théorie ne nous dit plus rien sur la quantité de chaleur qui peut arriver à un moment donné sur un lieu donné, il faut l'étudier par l'expérience. C'est là l'objet de l'*actinométrie*.

CHAPITRE XIV

ACTINOMÉTRIE

142. Principe de l'actinométrie. — Le problème à résoudre dans l'actinométrie est de mesurer la quantité totale de chaleur versée à un moment donné par le soleil, dans l'unité de temps, sur l'unité de surface. Théoriquement, la solution est facile à trouver.

Supposons que nous exposions au soleil un thermomètre à boule sphérique dont nous connaissons la surface, et, par surface, il faut entendre, non pas la surface de la sphère de la boule, mais celle d'un grand cercle de cette sphère, c'est-à-dire la section qu'elle détermine normalement à la direction du faisceau de rayons solaires qui tombe sur elle. Nous couvrirons cette boule de noir de fumée, de façon à ce qu'elle absorbe la presque totalité des rayons de cette section du faisceau. Exposée pendant une minute, par exemple, au soleil, elle manifestera une élévation de température que nous mesurerons, et s'il était possible de la protéger pendant ce temps contre toute autre cause de refroidissement ou de réchauffement, il suffirait de connaître le poids du mercure qu'elle contient et celui du verre qui la forme, pour pouvoir calculer par les méthodes ordinaires, et connaissant les chaleurs spécifiques de ces deux substances, la quantité de chaleur qui a produit l'élévation de température observée.

143. Corrections. — Il est, il est vrai, impossible de protéger le thermomètre pendant l'observation contre toute autre cause de perte ou de gain de chaleur que l'action

solaire; mais on peut tourner la difficulté en mesurant à part cet effet de refroidissement ou de réchauffement, et en l'ajoutant ou le retranchant de l'effet observé.

Les causes de réchauffement ou de refroidissement sont, en effet, de deux ordres. Il y a d'abord le rayonnement, qui dépend des échanges que le thermomètre fait à chaque instant, à distance, avec les corps qui l'entourent. Il y a ensuite la conductibilité, qui se fait surtout par l'air, et dépend de sa température, de son degré d'agitation et de sa richesse en vapeur d'eau. Ces deux causes sont sans cesse variables, mais on peut en régulariser les effets. Pour la conductibilité, nous mettrons le thermomètre dans une enveloppe close, maintenue autant que possible à température constante, et percée d'un trou tout juste suffisant pour laisser entrer le pinceau de rayons solaires destiné à agir sur la boule. Dans cette enveloppe, l'air sera dans un repos presque absolu, et aussi homogène que possible dans sa richesse en vapeur d'eau. De plus, la température de l'enveloppe étant constante, la perte de chaleur par rayonnement ne dépendra plus que de la température du thermomètre, et nous pourrons la mesurer au moyen de la loi, dite de Newton, qui dit que les pertes de chaleur par rayonnement sont proportionnelles à la différence de température entre le corps chaud et l'enceinte, lorsque ces différences ne dépassent pas une dizaine de degrés. Pour réduire encore ces pertes, nous pourrons donner un poli parfait à l'intérieur de l'enveloppe, pour en diminuer le pouvoir absorbant.

144. Mode d'expérience. — Dans ces conditions, une expérience de mesure est facile à conduire. Nous la partagerons en trois temps.

1er *temps :* La boule du thermomètre étant protégée du soleil par un écran, nous mesurerons la perte ou le gain de chaleur qu'elle fait pendant une minute sous l'influence de la conductibilité ou du rayonnement dans son enveloppe. Supposons que ce soit une perte, et appelons-la t. Si c'était un gain, il suffirait de le changer de signe et de l'appeler $-t$.

2e *temps :* On enlève l'écran. La température monte, et on note la variation T subie pendant une minute.

3e *temps :* On replace l'écran, le thermomètre se refroidit, et on note de même la perte t' qu'il traduit au bout d'une minute.

Si la chaleur solaire avait agi seule pendant le second temps, il ne faudrait lui attribuer que la variation T observée. Mais il y a eu pendant ce deuxième temps, dans notre hypothèse, une perte de chaleur qui, du moment que les causes en sont régulières, peut être considérée, avec une assez grande approximation, comme égale à la moyenne $\frac{t+t'}{2}$ des pertes pendant le premier et le troisième temps, de sorte que la variation totale qu'aurait amenée l'action solaire, s'il n'y avait pas eu de pertes, serait

$$T+\frac{t+t'}{2}$$

et c'est de cette variation qu'on conclut, comme nous l'avons dit plus haut, la quantité de chaleur versée en une minute.

145. Actinomètres. — Deux instruments usuels sont construits sur ce principe, l'actinomètre de Violle et celui de Crova. Tous deux mettent, naturellement, la boule noircie du thermomètre au centre d'une enveloppe sphérique, polie à l'intérieur. Seulement, dans celui de Violle (fig. 94 et 95), cette enveloppe est à double paroi, et peut être parcourue par un courant d'eau maintenue à température constante. Dans celui de Crova, l'enveloppe est simple et parfaitement polie à l'extérieur, de façon à réfléchir les rayons solaires, et à s'échauffer aussi peu que possible pendant la durée de l'expérience. Dans les deux il existe, diamétralement opposée à l'ouverture d'admission des rayons solaires, une autre ouverture *v* un peu plus grande, fermée par un verre dépoli, et sur laquelle, lorsque l'appareil est bien orienté, vient se dessiner l'ombre de la boule du thermomètre placée au centre.

Un miroir permet de vérifier à chaque instant si cette condition est bien remplie. Un diaphragme *o* sert à limiter ou à arrêter le faisceau de rayons solaires.

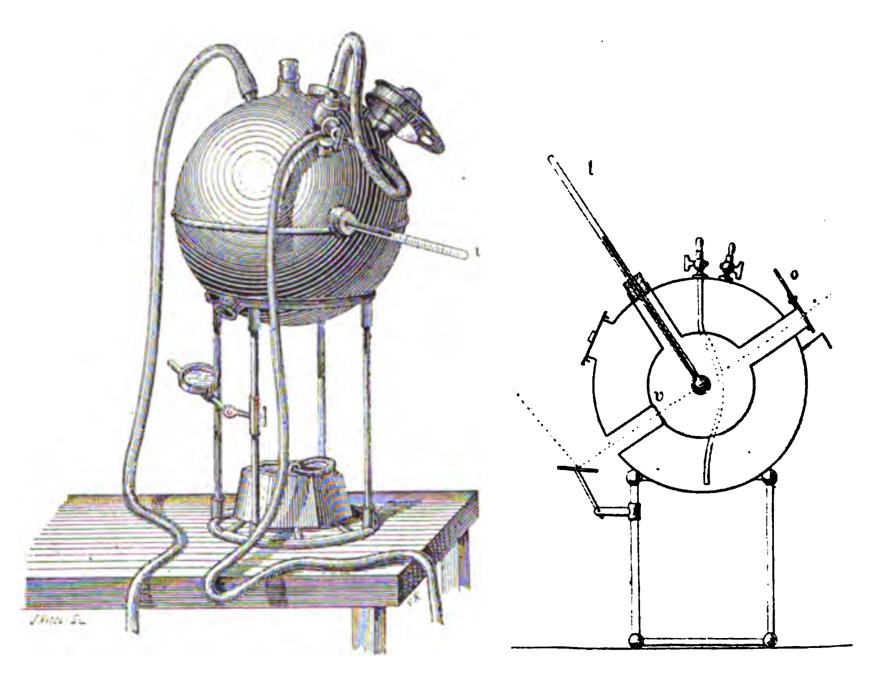


Fig. 94. *Actinomètre de M. Violle.* Fig. 95. *Coupe de l'actinomètre*

146. Résultats. — Ces études d'actinométrie rigoureuse sont encore récentes : elles nous ont pourtant donné déjà des résultats importants. Le premier est qu'il n'y a rien de plus variable, même pendant une journée constamment belle, que la quantité de chaleur qui arrive à chaque instant sur une même surface de sol. Tandis que la température, telle que nous la mesurons ou la ressentons, varie peu, ou au moins varie lentement, parce qu'elle dépend de la somme de chaleur antérieurement reçue, qu'elle est ce qu'on pourrait appeler une *intégrale*, on voit la quantité de chaleur qui vient exclusivement du soleil subir les fluctuations les plus grandes de moment en moment. L'actinomètre traduit le

passage sur le soleil de *nuages* absolument invisibles à l'œil.

Nous avions le droit de nous attendre à ce résultat, en nous souvenant que c'est la vapeur d'eau invisible, et inégalement répandue dans l'air, qui en forme le principal élément absorbant. Nous savons que son action sous ce rapport dépend, tant que l'atmosphère reste transparente et qu'il n'y a pas de nuages, non pas de l'état hygrométrique (127), mais de la valeur de f aux diverses hauteurs. Rapprochons cette notion de ce que nous savons (71) sur l'influence de l'épaisseur des écrans diathermanes, et nous allons deviner sans effort que la quantité de chaleur reçue doit varier, toutes choses égales d'ailleurs, avec la latitude et avec l'heure de la journée, c'est-à-dire, dans les deux cas, avec l'épaisseur d'atmosphère traversée par les rayons solaires. De ce rapprochement, nous allons tirer une conclusion importante

147. Variations dans l'année. — C'est en hiver que, la température étant la plus basse, f est le plus petit à diverses hauteurs dans l'atmosphère pendant une belle journée. Mais c'est aussi dans cette saison qu'à une heure déterminée de la journée, par exemple à midi, le soleil est le plus bas sur l'horizon pour nos climats et l'épaisseur traversée la plus grande. Les deux grandes causes d'absorption progressent donc en sens inverse, et en se commandant l'une l'autre. A mesure que la saison s'avance, l'épaisseur atmosphérique traversée à midi devient plus faible, mais la quantité de vapeur d'eau augmente, et rien ne nous autorise par suite à penser que le rayonnement de midi, un beau jour d'été, soit nécessairement supérieur à celui de la même heure pendant une belle journée d'hiver. L'expérience a même montré qu'en moyenne, le maximum d'intensité du rayonnement reçu par l'unité de surface exposée normalement aux rayons solaires, se fait à une période intermédiaire entre l'été et l'hiver, au moment où l'écran n'a pas encore compensé par l'augmentation de ce qu'on pourrait appeler sa *densité* f, ce qu'il perd tous les jours d'épaisseur sous l'influence de la *montée* du soleil. D'après M. Crova, c'est en mai qu'a lieu d'ordinaire ce maxi-

mum. Mais ce n'est pas toujours le cas, et on le trouve quelquefois en avril. L'intensité diminue ensuite pendant la première moitié de l'été. Elle augmente de nouveau au mois d'août et passe en automne par un second maximum, dû aux mêmes causes que celui du printemps, c'est-à-dire à la diminution rapide de l'épaisseur de l'écran de vapeurs, à un moment où le soleil est encore assez haut sur l'horizon à midi. Ce maximum peut se trouver avancé lorsque les mois de juillet et d'août sont secs; c'est ainsi qu'en 1889 il il est tombé en août.

148. Variations diurnes. — La période de 24 heures qui constitue le jour solaire pouvant être comparée, en gros. à une année dont minuit serait l'entrée de l'hiver et midi le commencement de l'été, on comprendra, de même que tout à l'heure, qu'un maximum de radiation se place d'ordinaire avant le midi vrai et qu'il y en ait souvent un autre dans l'après-midi. Mais ici les irrégularités sont très grandes. Pour les bien observer, on a construit des instruments enregistreurs dont nous n'avons pas à donner le principe, mais qui inscrivent aux diverses heures de la journée l'intensité du rayonnement calorifique qu'ils reçoivent. Il est rare que les courbes qui représentent ces intensités soient symétriques autour de la ligne du midi vrai qui correspond à la hauteur maximum du soleil au-dessus de l'horizon. En général, elles s'élèvent rapidement et régulièrement dès le lever du soleil. Mais dès que le sol s'échauffe, et commence à se couvrir d'un manteau inégal de vapeur d'eau, la courbe devient irrégulière, subit des oscillations rapides et pro-[illegible]ndes qui augmentent au voisinage de midi, et persistent [illegible]avant dans la soirée. Elles traduisent ainsi le passage de [illegible]uvent invisibles pour l'œil, parce qu'ils sont trans-[illegible] la lumière, mais qui sont beaucoup plus opa-[illegible]leur. Ces oscillations sont très fortes en [illegible]omne, et sont au minimum en hiver et [illegible]ntemps.

149. Absorption atmosphérique. — Enfin, on comprend aussi que l'intensité de l'insolation augmente avec l'altitude. Elle est, au sommet du Mont-Blanc, beaucoup plus grande que dans la plaine. C'est qu'on est là à 4,800 mètres, et qu'au-dessus il n'y a plus guère de vapeur d'eau. On peut même, en faisant, comme l'a fait M. Violle sur le Mont-Blanc, ou M. Langley sur le Peake's Peak du Colorado, des mesures comparatives au haut et au bas de la montagne, sur deux actinomètres identiques observés au même moment, se faire une idée de l'absorption exercée par la couche d'air comprise entre les deux stations, et en conclure, il est vrai un peu arbitrairement et par voie d'extrapolation, quelle est l'absorption exercée par l'atmosphère tout entière, et quelle est la fraction de la chaleur versée par le soleil aux limites de l'atmosphère qui peut pénétrer jusqu'à la surface du sol. Cette absorption est en effet très variable, comme on peut le prévoir dès qu'on en connaît les causes. Elle varie suivant le degré de transparence de l'atmosphère, transparence qui est plus grande sur la terre que sur la mer, en hiver qu'en été, plus grande aussi à Kieff, station continentale où M. Sawelieff l'a étudiée, qu'à Montpellier, où travaille M. Crova. Mais pour nos raisonnements, nous n'envisageons ici que sa valeur moyenne qui est de 0,36 ou d'environ *un tiers* et nous admettrons donc qu'en moyenne, sur cent calories apportées par un faisceau de rayons solaires arrivant normalement aux limites de l'atmosphère, celle-ci, quand elle est pure, en arrête au passage 33, et qu'il n'en parvient que 67 à la surface du sol.

Si les rayons traversent obliquement l'atmosphère, il va sans dire que l'absorption est plus considérable, que, par conséquent, pour un même lieu de la terre, elle varie comme nous l'avons dit avec la hauteur du soleil, c'est-à-dire avec l'heure de la journée; que pour des lieux divers, à midi, elle varie avec leur latitude. Mais ce n'est pas ici le lieu de creuser le problème dans tous ses détails, d'ailleurs incomplètement connus. Nous devons nous borner aux grandes lignes.

On peut penser que les calories absorbées par l'air ne

nous intéressent pas, puisqu'elles n'arrivent pas jusqu'à nous. On se tromperait, comme nous le verrons bientôt. Mais il est clair que nous devons nous préoccuper davantage de la fraction du rayonnement qui pénètre jusqu'à nous, et dont nous bénéficions directement. Il serait bien utile de pouvoir mesurer ce qui tombe de calories sur un lieu donné pendant les diverses heures d'une même journée ou les divers jours d'une même année. Malheureusement, des mesures continues ne sont pas faciles. Les nuages invisibles pendant les belles journées, les nuages visibles et invisibles pendant les autres amènent des perturbations pendant lesquelles aucune mesure n'est possible, au moins avec les instruments que nous possédons. Un appareil à indications continues s'échauffe plus ou moins et traduit, par conséquent, quelque chose de plus complexe que l'effet instantané qu'on lui demande. Cependant on peut se faire, ainsi qu'il suit, une idée approximative de la quantité totale de chaleur versée annuellement par le soleil sur 1 centimètre carré de la surface du sol aux différents lieux de la terre.

150. Moyennes actinométriques. — On trouve dans a collection des soigneuses observations faites à Montpellier par M. Crova, l'exemple de deux très belles journées pendant lesquelles l'observation actinométrique a pu être faite du matin au soir, et qui sont en outre placées à six mois environ de distance, l'une en été, l'autre en hiver, de façon à nous permettre de mesurer l'effet moyen, car elles nous en donnent les extrêmes.

Pendant ces journées, M. Crova a mesuré le nombre total de calories versées du lever du soleil à son coucher, sur 1 centimètre carré de sol horizontal à la latitude de Montpellier, et il en a conclu, au moyen de la loi de Lambert, ce qu'aurait reçu 1 centimètre carré de sol normal aux rayons solaires, c'est-à-dire ce qu'aurait reçu 1 centimètre carré du sol à l'équateur sous un soleil vertical, si l'absorption avait été la même à l'équateur et à Montpellier. Voici les nombres obtenus :

Date de l'observation.	Durée du jour.	Cal. à Montp.	Cal. à l'Équateur.
—	—	—	—
4 janvier.	9 heures.	161,2	534
11 juillet.	15 —	574,1	876

Admettons d'abord que tous les jours de l'année aient été aussi limpides que ces deux belles journées d'observation, et que les chiffres trouvés soient des chiffres extrêmes, la journée moyenne correspondra à $\frac{161.2+574,1}{2}=367,6$ calories à Montpellier, et de même à 705 calories à l'équateur. Pour tenir compte des jours couverts, supposons l'année faite par moitié de beaux jours comme les précédents et de jours couverts pendant lesquels le rayonnement est nul. Cette dernière hypothèse n'est pas exacte, car la radiation solaire se manifeste même pendant les jours les plus sombres. Mais négligeons cette cause d'erreur. Nous n'aurons qu'à prendre la moitié des chiffres trouvés, et à multiplier par 365, pour avoir la quantité annuelle de calories. On trouve ainsi 67,000 calories environ sur 1 centimètre carré du sol à Montpellier, et 129,000 à l'équateur.

Ces nombres sont certainement inférieurs à la réalité, tant à cause des hypothèses défavorables que nous avons introduites dans notre calcul, que de ce que nous avons tenu compte seulement de la radiation *directe* du soleil, et non de celles qui, à raison de leur direction, n'auraient pas atteint le sol, mais sont diffusées vers lui, sur toute l'étendue visible du ciel, par l'atmosphère qui les absorbe et les disperse au passage. Mais les nombres que nous obtenons, en laissant de côté cette action de l'air, sont assez grands pour la conclusion que nous voulons en tirer.

On peut calculer facilement que le chiffre relatif à l'équateur correspond à environ un quart de calorie par minute d'heure de jour. Ce chiffre moyen est très acceptable; il est très éloigné du chiffre maximum, réalisé seulement pendant les très belles heures de quelques belles journées, et qui, d'après M. Crova, peut atteindre 1 cal. 6, c'est-à-dire que le soleil verse alors, sur 1 centimètre carré

de surface normale à ses rayons, assez de chaleur pour élever de 1° en une minute $1^{gr},6$ d'eau, ou une hauteur d'eau de 16 millimètres.

Rapportés à la même mesure, les chiffres donnés ci-dessus correspondent, pour Montpellier, à 670 mètres de hauteur d'eau élevés de 0° à 1°, ou à $6^{m},70$ portés de 0° à 100°. Si on les traduit en eau évaporée, ce qu'il est plus naturel de faire, puisque c'est en évaporations que se dépense surtout la chaleur solaire, on trouve que la quantité totale de chaleur versée à Montpellier serait capable de vaporiser en un an une hauteur de $1^{m},12$ d'eau à 10° couvrant le sol. Pour l'équateur, le chiffre est de $2^{m},16$.

Ces nombres sont supérieurs tous deux aux hauteurs annuelles de pluie à Montpellier et à l'équateur. Leur moyenne est aussi supérieure à la moyenne générale des pluies à la surface du globe. Il est vrai que les pluies ne tombent pas toujours là où elles se forment, mais nous n'en sommes pas moins autorisés à conclure que le soleil, non seulement suffit à cette production de vapeurs qui est, comme nous le verrons, le rouage moteur principal des phénomènes météorologiques, mais laisse encore un excédent de chaleur disponible qui est employé à créer la végétation et à entretenir la vie à la surface du globe. Ces deux modes d'utilisation de la chaleur solaire sont en dehors de notre cadre. Nous n'avons à nous préoccuper que de celle qui produit des phénomènes physiques. Nous allons lui demander l'explication des vents alisés.

CHAPITRE XV

VENTS ALISÉS

151. Action du soleil sur la zone équatoriale. — Pour comprendre l'action du soleil sur les couches aériennes, nous allons supposer pour un instant l'atmosphère immobile, et le soleil tournant autour d'elle, en vingt-quatre heures, dans l'équateur. Sur ce grand cercle, et jusqu'à une certaine distance de lui qu'on ne peut pas évaluer à moins de 500 kilomètres au N. et au S., c'est-à-dire sur une bande équatoriale d'au moins 1,000 kilomètres de large, les rayons du soleil peuvent être considérés comme verticaux, et d'après la loi de Lambert (132), l'échauffement comme maximum. Cette bande n'a pas de limites précises, se fond insensiblement au N. et au S. avec celles qui l'avoisinent, et pour lesquelles nous retrouverons quelques-unes de ses propriétés; mais il est commode de l'envisager à part. C'est celle où la chaleur versée par le soleil est la plus grande, et on peut se rendre un compte assez précis des effets de cette chaleur.

Si on prend pour base les nombres de M. Crova, 1 centimètre carré de surface à l'équateur reçoit journellement, en moyenne, 705 calories, et comme, au maximum, les deux tiers seulement de la chaleur solaire arrivent au sol, il y a, au minimum, 352 calories environ arrêtées par l'atmosphère. Examinons séparément les effets de ces deux parties du rayonnement.

Celle qui reste dans l'atmosphère est à peu près exclusivement arrêtée par la vapeur d'eau. L'absorption est donc

localisée dans les régions inférieures, et va en décroissant jusqu'à une hauteur qui ne dépasse guère 8 kilomètres, car, au delà, il n'y a presque plus de vapeur d'eau. De ce fait, l'*atmosphère se chauffe donc par le bas*, et d'une quantité qui est mesurable, car 352 calories seulement par centimètre carré élèveraient d'environ 1°5 la température d'une colonne d'air ayant 8 kilomètres de hauteur, et la dilateraient de ce fait d'environ une cinquantaine de mètres.

Ce n'est pas tout. Les 735 calories arrivées sur le sol ne sont pas destinées à s'y enfouir et à y rester. La terre, nous le verrons, est un réservoir de chaleur du jour pour la nuit, de l'été pour l'hiver, mais elle ne retient rien de la chaleur qu'elle absorbe et fait tout repasser par l'atmosphère. On peut même négliger, quand on envisage une longue période, l'effet transitoire de production de vapeurs, contrebalancé par les condensations sous forme de pluies. Voilà donc une nouvelle cause d'échauffement, agissant par le bas comme la première, la dépassant sans aucun doute en intensité, mais en différant en ce qu'elle n'intervient pas au même moment et agit surtout lorsque l'autre a cessé d'agir.

Dès lors notre bande équatoriale, chauffée par le bas, et d'autant plus dilatée qu'on se rapproche davantage de son milieu, de l'équateur, se trouve dans les mêmes conditions que ce canal équatorial (18) que nous avons envisagé en hydrostatique, et supposé rempli d'un liquide dont la densité allait en décroissant de l'axe du canal vers les bords. Si, à un moment quelconque, les choses ont été disposées pour que la pression sur le fond du canal (fig. 96), supposé horizontal, fût partout la même, l'équilibre a dû se rompre de suite, les surfaces isobares n'étant pas des surfaces de niveau, et un double mouvement a commencé : mouvement d'écoulement dans le sens des flèches supérieures le long des pentes, et mouvement de retour dans le sens des flèches inférieures pour rétablir l'équilibre compromis. Si bien que si une cause quel-

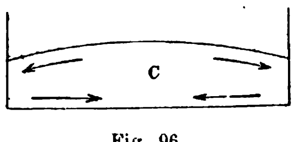


Fig. 96.

conque entretient la différence de densité entre le milieu du canal et les bords, la circulation devient permanente. La pression sur le fond est inférieure à la moyenne le long de l'axe du canal qui est aussi l'axe de déversement. La pression sur les bords est au contraire supérieure à la moyenne.

La zone atmosphérique de maximum d'échauffement qui a pour axe l'équateur, se trouve dans les mêmes conditions. Il ne s'y produit pas de vents verticaux sensibles, il n'y a pas de *tirage équatorial*. Ces courants de bas en haut, que les navigateurs n'ont jamais rencontrés, sont inutiles, en effet, à l'explication du phénomène; c'est par une dilatation intérieure et un soulèvement lent et graduel que se produit la tuméfaction atmosphérique qui est l'équivalent du bombement axial de notre canal de tout à l'heure.

152. Discontinuité de la cause et continuité de l'effet. — Cette tuméfaction étant l'effet de l'action solaire, on pourrait croire qu'elle est passagère, intermittente, et accompagne le passage du soleil au zénith. Mais deux causes rendent le phénomène continu. L'une est l'influence du sol comme réservoir calorifique. Nous avons vu qu'il assurait l'échauffement, même quand le soleil a disparu. La seconde a une autre origine, et tient à l'énorme disproportion qu'il y a entre l'épaisseur de la couche de maximum d'échauffement, 8 kilomètres, et sa largeur, qui est au moins de 1,000 kilomètres. Si cette couche était plus haute que large, l'équilibre détruit par des variations de température en divers points, s'y rétablirait rapidement par des courants sur toute la hauteur de la colonne. Mais il est clair qu'ici, la hauteur de chacun des déversoirs, vers le N. et le S., n'étant que les $\frac{8}{1,000}$ de la largeur du bassin, le déversement pourra durer plus longtemps que la cause qui amène le trop-plein.

On peut même prévoir que les couches aériennes qui s'écoulent vers le déversoir continuant à s'échauffer avant de l'avoir atteint, la vitesse du déversement s'en trouvera accrue jusqu'au moment où se trouvera réalisé un régime normal.

Nous pouvons donc conclure que si la terre était immobile, nous aurions, sous l'influence du soleil tournant autour d'elle, un déversement équatorial donnant naissance à un courant d'air supérieur ayant la direction S. dans l'hém. N., la direction N. dans l'hém. S., courant qui aurait comme contre-partie nécessaire, dans les régions inférieures, un courant N. dans l'hém. N., S. dans l'hém. S. Nous voyons en outre que ces courants pourront être continus, bien qu'un peu plus forts le jour que la nuit. De plus, suivant l'axe de déversement, c'est-à-dire suivant l'équateur, la pression atmosphérique devra être un peu inférieure à la pression normale. Elle devra être un peu supérieure sur les bords de la zone.

153. Le phénomène n'est pas limité à la bande équatoriale. — Ici on pourrait dire que les bords de cette zone n'existent pas, car il y a continuité dans la quantité de chaleur reçue de l'équateur au pôle. Il faut retenir de cette objection ce qu'elle a de vrai, à savoir que notre raisonnement, que nous avons fait pour la zone équatoriale seule, s'applique en réalité à la terre tout entière; que la terre étant immobile, l'équilibre dans son atmosphère serait impossible, et qu'il y aurait le long des méridiens, en supposant disparue toute inégalité de la surface du sol, un double courant d'écoulement de l'équateur aux pôles, et un double courant de retour des pôles à l'équateur.

Mais cette extension donnée à nos conclusions nous ramène par une autre voie à la conception de notre bande équatoriale. La portion d'atmosphère comprise entre deux méridiens ayant la forme d'un fuseau, il est clair que pour suffire à ce système d'échanges de l'équateur aux pôles, il faudrait que les masses d'air aient une vitesse d'autant plus grande dans un sens et dans l'autre qu'elles se trouveraient plus voisines des pôles, c'est-à-dire qu'elles verraient se resserrer davantage les parois du canal dans lequel elles peuvent couler. Or, c'est précisément dans ces régions tempérées et polaires que les causes du mouvement par l'action

solaire sont les moins puissantes. On comprend donc que cette circulation générale théorique de l'équateur aux pôles et des pôles à l'équateur, se soit en quelque sorte scindée en deux, une circulation des régions tempérées et froides que nous retrouverons bientôt, et une circulation des régions tropicales que nous étudions maintenant.

Or, pour celle-ci, l'expérience vérifie toutes les conclusions auxquelles nous sommes arrivés tout à l'heure, c'est-à-dire l'existence de deux courants d'air opposés, partant de l'équateur et y revenant, un peu plus forts pendant le jour que pendant la nuit, mais continus, et accompagnés d'une petite baisse barométrique dans les régions d'où part le courant supérieur, d'une petite hausse dans les régions d'où vient le courant inférieur.

154. Intervention du mouvement de la terre. — Seulement, avant de comparer ces conclusions à la réalité, nous devons tenir compte d'un élément que nous avons négligé, le mouvement de la terre, que nous avions supposée immobile, et qui en réalité se meut de l'W à l'E, en vingt-quatre heures, de façon qu'un point de son équateur fait 1,670 kilomètres à l'heure, un point placé au 60ᵉ degré de latitude la moitié, soit 835 kilomètres, les pôles restant immobiles. De ces inégalités de vitesse des divers points du globe va résulter, comme nous allons le voir, un changement de direction apparente pour nos vents réguliers des deux hémisphères.

Considérons d'abord le courant d'écoulement vers les pôles, et soit Q (fig. 97), la position finale d'une masse d'air amenée de l'équateur par ce courant qui, sur une terre supposée immobile, aurait la direction S.-N. pour l'hémisphère que nous envisageons. La terre se mouvant, cette masse, qui est partie de l'équateur avec une certaine vitesse initiale de l'W. à l'E., rencontre en Q des points du sol et des observateurs animés d'une vitesse plus faible, pour lesquels elle semble animée d'un excédent u de vitesse vers l'E., de sorte que pour ces observateurs, la direction apparente du mou-

vement en Q sera la résultante de la vitesse réelle v du courant du sud qui emporte la masse d'air, et de l'excédent de vitesse apparente u ayant la direction W. Elle sera donc S.-W., ainsi que le montre la figure. Sans nouveau raisonnement, et en regardant seulement la même figure pour le point Q', on voit que le courant d'écoulement aurait la direction N.-W. dans l'hémisphère Sud.

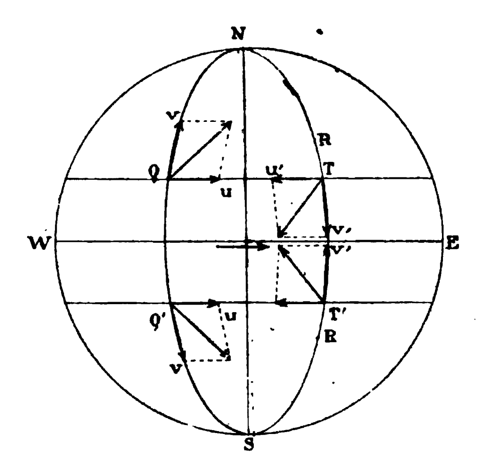


Fig. 97.

Voyons maintenant quelle direction prennent les courants de retour. Si la terre était immobile, ce courant de retour transporterait une masse d'air de R en T en lui communiquant en T une vitesse v'. Mais en T, la masse d'air se trouve sur un parallèle où la vitesse de rotation de l'W. à l'E. est plus grande qu'à son point de départ. Pour les observateurs placés sous ce parallèle et qui vont plus vite qu'elle, elle paraîtra animée, de l'E. à l'W., d'une vitesse u' égale à la différence entre les vitesses au point de départ R et au point d'arrivée T. En combinant cette différence avec la vitesse v', on a comme résultante un courant du N.-E. Il serait de même S.-E. dans l'hémisphère Sud.

A la double circulation du N. et du S. qui se ferait sur une terre immobile, se substitue donc, par suite du mouve-

ment de la terre a combinaison suivante pour les deux hémisphères :

	Hém. Nord.	Hém. Sud.
	—	—
Courant d'aller ou supérieur.	S.-W.	N.-W.
Courant de retour ou inférieur. . . .	N.-E.	S.-E.

155. Alisés et contre-alisés. — Tous ces vents existent, et ont précisément la direction voulue par notre raisonnement. Ceux qui ont été découverts les premiers sont naturellement les courants de retour ou inférieurs, qui soufflent le plus près du sol. Ignorés des anciens qui, privés de boussole, ne s'écartaient guère des côtes, ils ont été découverts au xv[e] siècle par les grands navigateurs espagnols et portugais. Ce sont eux qui, rencontrés en plein Atlantique par les compagnons de Colomb, les ont portés vers le S.-W. dans les parages des Antilles, et qui, soufflant avec régularité, le jour comme la nuit, les ont si fort effrayés en semblant leur interdire tout espoir de retour dans la patrie. Aujourd'hui, ces vents ne sont plus les ennemis du navigateur, ce sont ses auxiliaires. Ils portent en anglais le nom de *trade-winds* ou vents du commerce. En France, on leur conserve le vieux nom d'*alisés*, qui rappelle leur régularité et leur constance. On les trouve sur toutes les mers du globe, partout où ils peuvent s'épanouir à l'aise, où le voisinage des côtes ne les modifie ou ne les infléchit pas, et partout ils ont bien une direction voisine de celle qu'indique la théorie : N.-E. dans l'hémisphère nord, S.-E. dans l'hémisphère Sud.

Les vents supérieurs ou *contre-alisés*, qui soufflent dans les régions supérieures de l'atmosphère, sont restés plus longtemps méconnus. L'observation attentive les découvre pourtant dans toutes les régions d'alisés, et de temps en temps on a des preuves curieuses de leur existence et de leur direction. C'est ainsi qu'en 1812 se produisit, sur les Barbades, en plein alisé de N.-E., une pluie de cendres qu'on aurait pu croire provenir des Açores, d'après la direction du vent, mais qui provenaient, en réalité, du Morne Garou, volcan

de l'île Saint-Vincent, situé à plus de 200 kilomètres à l'Ouest, et alors en pleine éruption. Nous sommes là dans l'hémisphère Nord, et ce vent d'Ouest, qui avait emporté les poussières volcaniques, ne pouvait être que le contre-alisé. De même on a vu, le 20 janvier 1835, les cendres du volcan de Coseguina, sur le lac du Nicaragua, tomber à la Jamaïque, située à 1,300 kilomètres au N.-E. Dans le même ordre d'idées, on peut citer des pluies de poussières rouges, tombées quelquefois sur les bords méridionaux de la Méditerranée, à Malte, et même jusqu'à Lyon, dans lesquelles Ehrenberg a reconnu des carapaces siliceuses d'infusoires, qu'il a jugées provenir des vallées de l'Orénoque et des Amazones. Ces vallées sont, au moment des équinoxes, desséchées et balayées par des vents violents, soulevant des tourbillons de poussière qu'un puissant courant du S.-W. a pu seul apporter jusque sur nos régions.

156. Zone des calmes équatoriaux. — Les deux bandes d'alisés, au Nord et au Sud de l'équateur, ont une largeur de 15 à 20°. Mais elles ne sont pas contiguës, et la théorie fait en effet prévoir entre elles une bande de calmes relatifs, celle où se produit cette tuméfaction dont nous avons parlé, et où a lieu le maximum d'échauffement. Dans le voisinage de ce maximum, les températures varient peu, et les causes de mouvement sont faibles. Elles ne sont pas absentes, et corrélativement le calme n'est pas absolu. Il ne règne guère que un jour sur huit entre le 5e et le 18e degré de latitude N. sur l'Atlantique. Cette zone s'appelle *zone des calmes équatoriaux*. Sa largeur varie entre 250 et 1,000 kilomètres.

157. Abaissement graduel du niveau du contre-alisé. — Conformément encore à la théorie, le contre-alisé qui coule sur une espèce de plan incliné ne se tient pas toujours à la même hauteur. Il part de si haut qu'on n'a pu constater avec certitude son existence sur les pics les plus élevés des Cordillères, au voisinage de la zone des calmes. Les vapeurs qui s'élèvent au-dessus du Cotopaxi, haut de

5,400 mètres, ne cessent de se diriger vers l'ouest avec l'alisé, et à Costa-Rica, sous le 10e degré de latitude N., le sommet du Turrialba, à 3,400 mètres, et son panache de vapeurs sont toujours aussi dans l'alisé. L'éruption du Morne Garou, dont nous avons parlé plus haut, témoigne pourtant de l'existence du contre-alisé dans ces régions. Il n'est du reste pas probable qu'il forme au voisinage de l'équateur une bordure régulière; du moins, rien dans les causes auxquelles nous l'avons attribué n'implique cette régularité absolue. Mais ce qui est sûr, c'est qu'à mesure qu'on s'éloigne de l'équateur, ce courant s'abaisse. A Ténériffe, aux Canaries, les sommets sont constamment balayés par un vent violent d'W. pendant que l'alisé du N.-E. règne sur la surface de la mer. Vers le 28e degré de latitude, à Ténériffe, sur le pic de Teyde, haut de 3,600 mètres, le contre-alisé descend en hiver jusqu'à 2,700 mètres. En continuant à descendre, il atteint le voisinage du sol dans une région mal délimitée, mais qui, sur l'océan Atlantique, ne s'éloigne pas en moyenne beaucoup des parages de Madère, et qui coïncide à peu près avec la limite N. des alisés réguliers.

158. Zone des calmes tropicaux. — Cette limite est marquée dans les deux hémisphères par une nouvelle bande qui porte le nom de *zone des calmes tropicaux*, mais qui ne mérite guère ce nom, car, d'abord, elle ne contient pas toujours les tropiques, et de plus, les calmes y sont l'exception, car ils ne durent pas en moyenne plus de deux jours par mois. Mais les vents n'y possèdent ni la régularité curieuse qu'ils ont au-dessous plus près de l'équateur, ni l'inconstance absolue qu'ils présentent quand on remonte vers le nord. C'est une zone de transition sur laquelle nous n'insisterons pas davantage.

La circulation générale des vents ne se borne pas là. Mais pour comprendre ses autres phases, il faut abandonner un instant l'étude des vents pour celle de la circulation des eaux.

CHAPITRE XVI

CIRCULATION GÉNÉRALE DES EAUX

159. Causes de la circulation dans les mers. — Il y a, dans les grandes mers, une double circulation d'aller et de retour, analogue à celle de l'air, mais dont les causes ne sont pas les mêmes. L'air doit son mouvement à ce qu'il s'échauffe par le bas, d'une quantité qui est assez sensible à raison de sa faible chaleur spécifique, et qui suffit à le dilater beaucoup, à raison de la grandeur de son coefficient de dilatation. La mer, au contraire, s'échauffe par le haut, elle se chauffe peu et se dilate à peine. Si la chaleur en rend les eaux plus légères sur une petite épaisseur, l'évaporation augmente leur degré de salure et les rend plus lourdes. Par une action opposée, au pôle, les eaux de surface, plus légères que celles du fond parce qu'elles reçoivent et gardent les eaux douces de fusion de la glace, sont plus froides. Il est difficile de savoir, parmi ces influences contraires, lesquelles sont prépondérantes. Tout ce qu'on peut dire, c'est que toutes étant faibles et se combattant deux à deux, il est difficile de croire qu'elles jouent autre chose qu'un rôle secondaire dans le puissant phénomène de circulation dont nous avons à trouver les causes.

Ces causes, nous les trouvons, sinon exclusivement, du moins pour une part prépondérante, dans le mouvement des alisés du N.-E. et du S.-E. qui, soufflant continuellement dans la même direction au voisinage de l'équateur, ont fini, en vertu du principe de la superposition des petites causes pour produire de grands effets, par imprimer à la surface des eaux un mouvement concordant avec le leur, c'est-à-

dire dirigé de l'E. à l'W. Ce mouvement peut être considéré, depuis qu'il dure, comme ayant atteint un état d'équilibre moyen, dans lequel l'effet des frottements compense celui des forces motrices qui continuent à agir. Il est donc devenu régulier, et voici en quoi il consiste.

160. Gulf-stream. — Dans l'Atlantique, où il est le mieux connu, le mouvement commence par un courant qu'on voit naître au large de la côte d'Afrique, au sud des îles Saint-Thomas et Annobon, et qui traverse l'Atlantique en augmentant graduellement d'ampleur et de vitesse. La pointe avancée du cap Saint-Roch le partage en deux branches, dont l'une descend le long des côtes du Brésil, et dont l'autre, la plus importante, glisse le long des Guyanes en remontant vers le N.-W. Elle reçoit en passant l'Amazone et l'Orénoque, et toutes ces eaux, douces et chaudes, plus légères que les eaux sous-jacentes, restent à la surface de la mer et sont poussées contre la barrière des Antilles. Une partie contourne vers le nord ce groupe d'îles, pendant que l'autre entre dans la mer des Caraïbes, contourne la presqu'île du Yucatan et pénètre dans le golfe du Mexique. Cette région, comme nous le verrons, est une des plus chaudes du globe. Grâce à la grandeur et à la forme presque circulaire du golfe, les eaux y tournoient longtemps, s'y échauffent, et lorsqu'elles en ressortent par le canal de la Floride, c'est sous forme d'un immense courant de plus de 50 kilomètres de large sur 400 mètres de profondeur, avec une vitesse de 6 kilomètres à l'heure, et une température de 30°[1]. Une cause mal connue, dans laquelle intervient

1. « Il est un fleuve dans l'Océan : dans les plus grandes sécheresses, jamais il ne tarit; dans les plus grandes crues, jamais il ne déborde. Ses rives et son lit sont des couches d'eau froides entre lesquelles coulent à flots pressés des eaux tièdes et bleues. Nulle part sur le globe il n'existe un courant aussi majestueux. Il est plus rapide que l'Amazone, plus impétueux que le Mississipi, et la masse de ces deux fleuves ne représente pas la millième partie du volume d'eau qu'il déplace. » Ainsi débute le beau livre de Maury consacré à la *Géographie de la mer* et surtout au Gulf-stream.

peut-être l'impulsion du courant qui a côtoyé par le Nord la barrière des Antilles, infléchit vers le N. ce courant qui contourne ainsi la presqu'île de la Floride dont le nom indique l'admirable climat. Dans ce mouvement, et pour des causes analogues à celles qui dirigent vers l'E. le contre-alisé du même hémisphère, le courant prend une direction S.-W., quitte pour cela la côte américaine et traverse en écharpe l'Atlantique nord. A mesure qu'il avance, sa profondeur diminue et sa largeur augmente. Il a 115 kilomètres de large environ par le travers du cap Hatteras. Plus loin, c'est une nappe mince, mais qui recouvre une grande partie de l'Atlantique.

A mesure qu'il s'élargit et se confond avec les eaux extérieures, sa trajectoire est plus difficile à suivre. Rien ne dit d'ailleurs qu'elle soit toujours la même : Maury le compare à une banderole flottant au souffle de la brise. C'est une nappe qui coule entre deux berges mobiles : elle peut passer ici ou là, quitter momentanément un lit dans lequel elle revient. Nous laisserons de côté ses fluctuations et les courants partiels qu'on la dit alimenter. Toujours est-il qu'on la retrouve entre les Iles Britanniques et l'Islande, sur les côtes de Suède et jusqu'au voisinage du cap Nord, où elle apporte des bois flottés appartenant à des essences qui ne poussent que dans les régions tropicales. C'est ainsi qu'une barque de rivière, chargée d'acajou, aborda un jour aux îles Feroë.

Dans ce long trajet, les eaux se refroidissent peu à peu. Les chiffres qu'on a relevés à diverses latitudes sont variables, et nous ne les rapporterons pas. La seule chose à remarquer chez eux est ceci. Au départ, dans le golfe du Mexique, il n'y a qu'une faible différence de température entre les eaux du Gulf-stream, celle des eaux avoisinantes et celle de l'air. A l'arrivée, au nord de la Norvège, tant que la mer est libre, car on ne sait pas ce qui se passe sous le manteau de glace des pôles, les eaux de la mer et celles du Gulf-stream ne sont pas éloignées de 0°, et la différence est encore faible. C'est dans les latitudes tempérées, dans

les régions où le Gulf-stream s'épanouit en liberté sur l'Océan que ces différences sont les plus fortes. C'est avec l'air surtout qu'elles sont marquées, et comme la température de cet air peut varier très vite, le contraste devient parfois saisissant. Il y a des jours où la mer fume comme une chaudière en ébullition. Avec les eaux avoisinantes, les différences sont moins grandes. Au départ, dans le détroit de la Floride, la température du courant avoisine 30° et dépasse d'environ 5° celle des masses liquides environnantes. Au travers du cap Hatteras ou de Terre-Neuve, les eaux du courant sont de 12 à 15° plus chaudes que le reste de l'Atlantique à la même latitude. On a encore relevé des différences de 5 à 6 degrés vers le 40e degré de latitude. En Norvège, on a observé une température de 16°5 dans le courant qui coulait sur un fond à 6°3. C'était une différence de température de près de 10°.

La quantité de chaleur que ce courant convoie, et qu'il apporte, en somme, des régions équatoriales dans les régions tempérées et polaires, est facile à calculer, lorsqu'on connaît son débit et sa chute totale de température du point de départ au point d'arrivée. Cette chute est de plus de 20° en moyenne, et comme le courant débite 45 millions de mètres cubes par seconde, on conclut que la quantité de chaleur qu'il déverse sur son parcours est à peu près le tiers de la quantité totale de chaleur versée par le soleil sur tout l'Atlantique nord. On comprend, par suite, le climat doux que ce courant apporte dans toutes les régions qu'il visite, l'Irlande, l'Islande, la Norvège. Nous allons voir tout à l'heure ce que lui doivent en général les côtes occidentales de l'Europe.

161. Contre-courants d'eaux froides. — Remarquons d'abord que ce courant puissant, qui transporte sans trêve vers le nord des eaux empruntées à l'équateur, doit avoir une contre-partie. Cette contre-partie se compose de deux termes. Il y a d'abord sûrement des portions dérivées du Gulf-stream (courant de Rennell), qui s'arrêtent à mi-chemin vers le nord, et qui reviennent vers l'équatenr

en décrivant un large circuit dont la branche descendante longe les côtes d'Espagne et celles du Maroc. Elles contournent et circonscrivent une large portion d'Océan qui ne prend pas part aux grands mouvements qui embrassent le reste; les eaux sont calmes dans cette espèce de bassin lacustre, et s'y encombrent d'une végétation vigoureuse de fucus dans laquelle les navires hésitent à s'enfoncer. Une faune spéciale est implantée dans cette tranquille oasis: c'est la mer des Sargasses (*Sea grass*, gazon de mer) (fig. 100).

Mais ce courant partiel ne suffirait pas à alimenter le Gulf-stream entier. Il faut que les eaux apportées au pôle en reviennent. On trouve en effet le long de la côte orientale du Groenland, du détroit de Davis, de la baie de Baffin, des courants d'eau froide qui se réunissent au débouché de la baie d'Hudson, et emportent vers le sud, surtout au moment de la débâcle, des glaces flottantes dont la fusion maintient leur faible densité, et leur permet ainsi de rester des courants de surface. En descendant vers le sud, ce courant d'eaux froides vient rencontrer le courant ascendant du Gulf-stream, dans les parages de Terre-Neuve. Les brouillards habituels de cette région résultent précisément du mélange de l'air froid qui surmonte le courant venu du nord avec la couche d'air chaud et humide qui surmonte le courant d'eaux chaudes. En même temps les glaces fondent, et le courant polaire, allégé, continue sa marche vers le sud.

Ici se passe un phénomène analogue à celui qui incline vers l'Ouest l'alisé de l'Atlantique nord. En vertu du mouvement de la terre, le courant d'eaux froides se trouve aussi rejeté vers l'ouest, mais il rencontre comme obstacle à ce mouvement la côte américaine, le long de laquelle il se relève par un effet de réaction, et qu'il borde d'une sorte de ganse ou de ruban, épais de quelques kilomètres. Le nom de *muraille froide* qu'on lui donne dit très bien à la fois sa position relevée le long des côtes et sa température basse. Cette muraille est elle-même côtoyée par le Gulf-stream dont les eaux tièdes et bleues se distinguent très nettement des eaux vertes et froides du courant polaire, et en restent

parfois si voisines, mais si nettement séparées, qu'il est arrivé à des navires d'avoir leur proue dans les unes et leur poupe dans les autres.

A mesure qu'il descend vers le Sud, le courant venu du nord rencontre des eaux plus chaudes au-dessous desquelles il s'enfonce. On ne le retrouve plus, par le travers de la Floride, que dans des sondages thermométriques. Il est du reste probable que des courants sous-marins, encore inconnus, viennent accompagner le courant superficiel que nous avons décrit, qui reste superficiel pendant la plus grande partie de son parcours parce qu'il est formé en grande partie d'eaux douces de fusion des glaces, mais qui, autant qu'on peut le voir, ne suffirait pas à lui seul pour compenser l'effet du Gulf-stream. On a une autre preuve de l'existence de ces courants profonds, dans cette *dérive* vers le sud que subissent d'une manière permanente les glaces des pôles, et qui ont si souvent arrêté ou même repoussé vers le Sud les voyageurs en quête du pôle Nord.

162. Influence prépondérante des courants superficiels sur les climats. — Ces courants profonds peuvent d'ailleurs avoir leur importance dans la physique du globe, mais, au point de vue météorologique, leur effet sur le climat est moins immédiat et par suite moins marqué que celui des courants superficiels. On devine le contraste qui doit exister à la même latitude entre les côtes européennes de l'Atlantique, baignées par des eaux chaudes, et les côtes américaines que côtoie un courant froid. On voit en effet, sur la carte (fig. 100), le Canada, Québec, l'embouchure du Saint-Laurent, à la latitude de l'Espagne et de la France, le Labrador et la baie d'Hudson, dont le climat est des plus durs, être au niveau de l'Angleterre, et le Groenland, avec son immense coupole de glace, faire pendant aux régions presque tempérées de la Norvège. Nous avons vu l'hémisphère Nord favorisé au détriment de l'hémisphère Sud. Voilà que nous trouvons maintenant que *la côte occidentale de l'Atlantique est favorisée aux dépens de la côte orientale,*

puisque c'est le long de cette dernière que se fait le courant froid de retour des eaux chaudes dont l'Europe bénéficie.

163. Kuro-Siwo. — La circulation générale dans les autres mers est beaucoup moins bien connue, mais nous allons pourtant pouvoir retrouver dans le Pacifique Nord une situation et des conclusions analogues à celles que nous venons d'établir pour le Nord de l'Atlantique. Dans le Pacifique, la surface ouverte à l'action des vents alisés est infiniment plus vaste que dans l'Atlantique. Mais, sans doute à raison de la configuration du fond de la mer et de la présence d'une multitude d'îles et d'îlots, le mouvement n'y prend pas les allures décidées et puissantes du courant générateur du Gulf-stream. On voit pourtant se dessiner, au voisinage de l'équateur, un courant de l'Est à l'Ouest qui, dans les parages de la Nouvelle-Guinée, des Moluques et des îles de la Sonde, rencontre devant lui une barrière analogue à celle que forme l'isthme de l'Amérique centrale pour le courant du Gulf stream. Mais cette barrière n'est pas continue comme l'autre, de sorte qu'une partie du courant traverse les nombreux détroits qui séparent ces îles pour arriver dans la mer des Indes, où nous la retrouverons tout à l'heure, tandis que l'autre, rejetée vers le Nord, contourne les Philippines et, déviant vers l'Est pour les mêmes raisons que le Gulf-stream, se retrouve au large du Japon sous la forme d'un courant régulier dont les eaux tranchent encore, sur les eaux avoisinantes, par une teinte bleue tellement foncée qu'elles en paraissent presque noires. C'est le *Kuro-Siwo* ou fleuve noir des Japonais; c'est plus loin le *courant de Tessan* des navigateurs et des géographes.

Arrivé au Nord du Pacifique, ce courant, au lieu de pénétrer dans les mers glaciales comme le fait le Gulf-stream, n'y envoie qu'une très faible dérivation, et cela pour deux raisons : la première c'est qu'il rencontre cette chaîne de hauts-fonds dont les sommets rangés en ligne demi-circulaire forment les Kouriles, les îles Aléoutiennes et la presqu'île d'Alaska; la seconde c'est qu'au regard de la vaste mer qu'il

termine, le détroit de Behring (100 kilomètres de large et 50 mètres de profondeur) est une vraie porte cochère, n'ayant ni largeur ni profondeur. Aussi, la plus grande partie du Kuro-Siwo suit la courbe du golfe pour redescendre directement le long de la côte américaine par la terre de Vancouver et la Californie Il vient se fondre d'une façon indistincte, au sud des îles Hawaï, avec le courant de départ, laissant aussi dans une partie de l'anse qu'il forme, une mer de varechs tout à fait comparable à la mer des Sargasses (fig. 100).

164. Courants froids de l'océan Pacifique. — Pour faire équilibre à une partie au moins de ce courant chaud qui va de l'équateur vers les pôles, l'observation révèle un courant d'eaux froides venant de la mer d'Okhotsk, descendant le long de la côte asiatique, rejeté vers l'Ouest, et passant entre la Chine et le Japon. C'est dans ces eaux froides que se trouvent les pêcheries de la Chine, qui sont les pêcheries de Terre-Neuve de l'océan Pacifique. Comme à Terre-Neuve et pour les mêmes raisons, les brouillards sont fréquents dans ces parages. Peut-être y a-t-il d'autres courants froids. En tous cas, celui-ci suffit pour établir entre les bords opposés du Pacifique Nord, une différence du même ordre que celle que nous avions relevée dans l'Atlantique. C'est ainsi qu'à latitude égale les côtes de la Chine sont moins chaudes que celles de l'Amérique du Nord bordant le Pacifique.

Mais cette différence entre les températures aux mêmes latitudes est moins marquée que pour l'Atlantique, d'abord parce qu'il n'y pas dans le Pacifique de latitudes aussi boréales, c'est-à-dire de celles où l'action des courants marins se manifeste le mieux; puis, parce que le détroit de Behring n'ayant détourné qu'une faible portion des eaux du Kuro-Siwo, il y a le long de la côte américaine un véritable courant descendant qui n'existe pas au même degré sur la côte européenne de l'Atlantique et qui, d'abord plus chaud que les côtes qu'il baigne, devient plus froid qu'elles à mesure qu'il s'avance vers le sud.

Dans l'hémisphère austral, la circulation des eaux est moins bien connue, et semble en général un peu plus confuse. Nous ne parlerons ici que des grands courants qui entrent pour une part dans le climat des côtes, et vont nous donner des dissemblances du même ordre que celles que nous avons relevées jusqu'ici. L'Amérique méridionale, par exemple, est parcourue sur sa côte Est par ce courant chaud, dit du Brésil, dont nous avons indiqué l'origine (160). Sa côte occidentale, au contraire, est baignée par un immense courant d'eaux froides, allant du sud au nord, et appelé courant de Humboldt. C'est donc l'inverse de ce qui se passe dans l'Amérique du Nord; sa côte Ouest est plus froide que sa côte Est, mais comme on est ici plus près de l'équateur que dans l'Amérique du Nord, c'est en somme encore la côte Ouest qui est avantagée, et jouit d'un climat presque tempéré, là où celui de l'autre est encore tropical. Toutefois, à la pointe inférieure, et là où viennent se rencontrer le courant de l'équateur qui s'est refroidi, et le courant venant du pôle qui ne s'est pas réchauffé, le climat est des plus durs : c'est la Terre de Feu, où les îles Falkland font en quelque sorte pendant à Terre-Neuve.

165. Circulation sur les côtes de l'Afrique. — Pour l'Afrique, dont la pointe s'avance moins dans l'Océan austral, il existe de même, sur la côte orientale, un courant que l'on peut considérer comme la continuation, au travers des îles de la Sonde, du grand courant qui a formé le Kuro-Siwo. Ce courant, qui longe la côte et passe entre Madagascar et le continent, porte le nom de *courant du Mozambique*. Pendant ce temps, la côte occidentale est longée par un courant froid venant du Sud, très sensible à Sainte-Hélène et au Sud de la Guinée méridionale, de sorte qu'ici encore nous trouvons, à latitude égale, des climats différents sur les deux bords d'un même continent.

166. Résumé. — Si on rassemble maintenant tous ces résultats épars dans une vue générale, on voit que les deux

grandes mers de l'hémisphère boréal ont chacune sa double circulation, formant parfois un circuit complet, et tournant alors dans le sens des aiguilles d'une montre. Dans les mers australes, qui, dans la géographie actuelle du globe, sont illimitées du côté du pôle Sud, la circulation est moins nette; mais dans l'Atlantique Sud, comme dans le Pacifique Sud, nous relevons par places une circulation qui, si on la continuait par la pensée, si on donne comme pendant au courant du Brésil le courant froid qui baigne Sainte-Hélène, et au courant de Mozambique le courant de Humboldt, tourne en sens inverse des aiguilles d'une montre. Nous retrouverons bientôt des rotations analogues, qu'il nous suffit de signaler ici. Nous avons maintenant à examiner la répercussion de cette circulation marine, née des alisés, sur le vent et le climat des régions qu'elle visite.

CHAPITRE XVII

VENTS RÉGULIERS

167. Principe général. — Le principe auquel nous avons demandé l'explication des alisés et des contre-alisés peut être énoncé de la façon suivante : Toutes les fois que deux masses d'air juxtaposées sont à des températures inégales, il se produit un déversement, c'est-à-dire un courant d'air par le haut, de la partie chaude à la partie froide, et par le bas de la partie froide à la partie chaude. Tant que ce mouvement persiste, la pression est plus basse que la moyenne dans la région d'où l'air se déverse, plus haute que la moyenne dans l'autre, de sorte qu'on peut dire aussi que le courant d'air est dirigé, dans le haut, du minimum vers le maximum barométrique, et dans le bas, du maximum vers le minimum.

Il importe de remarquer tout de suite que ce principe est d'ordre tout à fait général, et nous allons, en effet, pouvoir lui demander, après l'explication des alisés, celle d'une foule d'autres vents qui les rappellent plus ou moins par leur régularité. La seule différence qui va s'introduire est une différence dans la dimension, et, par suite, dans la continuité du phénomène. Les alisés sont continus, parce que la surface d'écoulement de la masse d'air chauffé est disproportionnée avec ses dimensions horizontales. Ils ne le seraient peut-être plus sur une planète plus petite. Si à un même moment, en vertu d'influences saisonnières, l'Europasie et l'Amérique deviennent toutes deux le siège d'un déversement d'air froid, on peut prévoir que le phénomène sera plus net et plus

durable sur le premier continent que sur le second, dont la croupe est beaucoup moins large.

A mesure qu'on augmentera le rapport de la section du déversoir au volume de fluide emmagasiné, le rétablissement de l'équilibre sera de plus en plus rapide, et à la place du vent durant toute l'année, nous aurons des vents qui ne dureront que six mois, un mois, un jour. Mais partout nous trouverons deux zones d'inégal échauffement reliées au voisinage du sol par des vents ou des brises dirigées, en tenant compte du mouvement de la terre, de la zone froide à la zone chaude, et plus ou moins durables suivant que l'équilibre rompu aura moins ou plus de facilité à se rétablir.

168. Transport des alisés. — Nous pouvons même, avec cette notion, revenir sur quelques points de l'histoire des alisés que nous avons dû passer sous silence. Nous les avons décrits sur les mers, là où, sur l'immense uniformité des eaux, les causes de leur formation sont les plus régulières. Cette régularité est un peu moins grande sur les continents, mais elle existe encore. Aussi trouve-t-on des alisés réguliers partout où il y a des terres largement étendues dans le sens de l'équateur. Livingstone les a rencontrés dans le Sud de l'Afrique, soufflant de l'embouchure du Zambèze à la côte d'Angola. Dans l'Amérique du Sud, ces mêmes alisés du S.-E. remontent sans interruption l'immense vallée des Amazones, y déversent, en s'élevant, les pluies abondantes qui alimentent le fleuve, et ne sont interrompus que par la barrière des Andes, où l'altitude atteinte et le voisinage de la mer amènent des inflexions sur lesquelles nous reviendrons tout à l'heure.

Les alisés étant liés à la zone de maximum d'échauffement comme un effet à sa cause, doivent suivre les mouvements du soleil dans son oscillation entre les deux tropiques. Suivre est même le vrai mot, car les déplacements ne sont pas simultanés. La température d'un point déterminé de l'air ne dépend pas en effet uniquement, comme nous l'avons vu, de la chaleur qu'y verse le soleil à ce moment, mais

aussi des effets accumulés d'une partie des chaleurs antérieures, et il est de règle que lorsqu'un état quelconque résulte ainsi d'une superposition d'effets accumulés, son maximum est en retard sur celui de la cause. Ce n'est pas au moment de la plus grande pluie que le lit des rivières et des fleuves est le plus plein. Ce n'est pas au moment où la locomotive tire le plus que le train a sa plus grande vitesse.

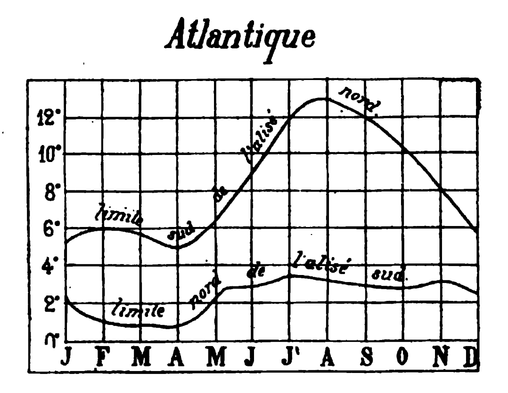


Fig. 98.

La figure 98 ci-jointe donne, d'après Horsburg, de mois en mois, les limites Sud des alisés du N.-E., et Nord des alisés du S.-E., sur l'Atlantique, entre le 16e et le 26e degré de longitude W. La figure 99 donne de même, d'après Kerhallet, les limites Nord et Sud des alisés de l'océan Pacifique pour les diverses saisons. Les courbes sont ici moins régulières, ce qui tient au nombre insuffisant d'observations pour une aire aussi vaste; mais leur marche générale est en somme la même que dans l'océan Atlantique. Les deux figures donnent, par suite, la largeur de la zone intermédiaire des calmes équatoriaux. On y voit que c'est en été que cette largeur est plus grande, et dépasse même les 1,000 kilomètres que nous lui avons attribués. On y voit aussi que c'est en avril-mai et en septembre-octobre que se font les deux rétrogradations vers le Nord et vers le Sud de la bande de calmes, bordée par ses deux franges d'alisés. On y voit encore que cette

bande est toujours au Nord de l'équateur, du moins dans ces régions. Nulle part en effet elle ne pénètre franchement dans l'hémisphère Sud, ce qu'il faut attribuer à ce que, pour les raisons astronomiques de nous connues, et pour d'autres que nous retrouverons bientôt, la calotte Nord de la terre est plus chaude que la calotte Sud. Enfin on voit encore dans la figure que les alisés du Sud de l'équateur passent quelquefois au

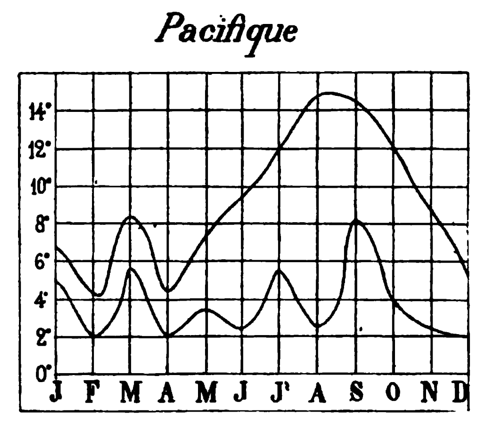


Fig. 99.

Nord, en subissant, lorsqu'ils pénètrent dans l'hémisphère Nord, des inflexions voulues par le mouvement de la terre, et qui, de vents du S.-E., en font d'autant plus des vents du S.-W. qu'ils pénètrent plus loin vers le Nord. Cela nous amène directement à l'étude des moussons.

169. Moussons. — Tant que la zone de maximum d'échauffement repose sur la mer ou sur un large continent de constitution homogène, elle reste, dans ses mouvements vers le Nord ou le Sud à la suite du soleil, à l'état de bande parallèle à l'équateur ; mais lorsqu'en faisant ainsi le tour de la terre, cette bande rencontre une côte, elle subit une inflexion due à ce que l'échauffement de la mer et du sol se fait avec des vitesses très inégales. En moyenne, et surtout lorsqu'elle est sans végétation, la terre s'échauffe beaucoup plus que la

mer pendant l'été, et se refroidit beaucoup plus pendant l'hiver. Là où il y a des terres, cette zone de maximum d'échauffement peut donc être ou plus Nord ou plus Sud qu'elle ne l'est sur la mer voisine, et de là résultent, au voisinage des côtes, des inflexions des alisés qui deviennent parfois très importantes.

Les époques de ces inflexions sont variables de mer en mer avec la latitude. Leurs directions sont variables aussi suivant la direction des alisés en ce point et la puissance ou la configuration des continents. L'alisé étant un vent de retour qui souffle vers la région de maximum d'échauffement, le sens général de ces déviations est en effet que les terres échauffées par le soleil appellent les vents alisés perpendiculairement à leurs côtes. C'est ainsi que pendant tout le temps que le soleil est au Sud de l'équateur, l'Australie paraît attirer de tous côtés vers elle les vents qui soufflent habituellement sur les mers adjacentes.

Nous ne pouvons évidemment entrer dans l'examen détaillé de toutes ces inflexions des alisés. Mais il y a des cas où elles deviennent presque aussi puissantes et aussi régulières que les alisés eux-mêmes, de sorte qu'elles les contrarient temporairement ou même les font disparaître. Dans ce cas, elles portent d'ordinaire plus spécialement le nom de *moussons*.

170. Moussons de la côte de Guinée et du Vénézuéla. — Il existe des moussons sur toutes les mers tropicales du monde, localisées au voisinage des côtes réunissant les conditions, variables d'ailleurs, favorables à leur production. Les plus puissantes résultent de l'existence d'une côte, largement étendue parallèlement à l'équateur, et retenant vers le Nord ou vers le Sud, suivant sa situation par rapport à l'équateur, la zone de maximum d'échauffement que le soleil entraîne avec lui vers le Sud ou vers le Nord. Telle est par exemple la côte de la Guinée, placée un peu au-dessus de l'équateur (fig. 100), et limitant vers le Sud une région si échauffée toute l'année que, de 10 heures du matin à 10 heures du soir,

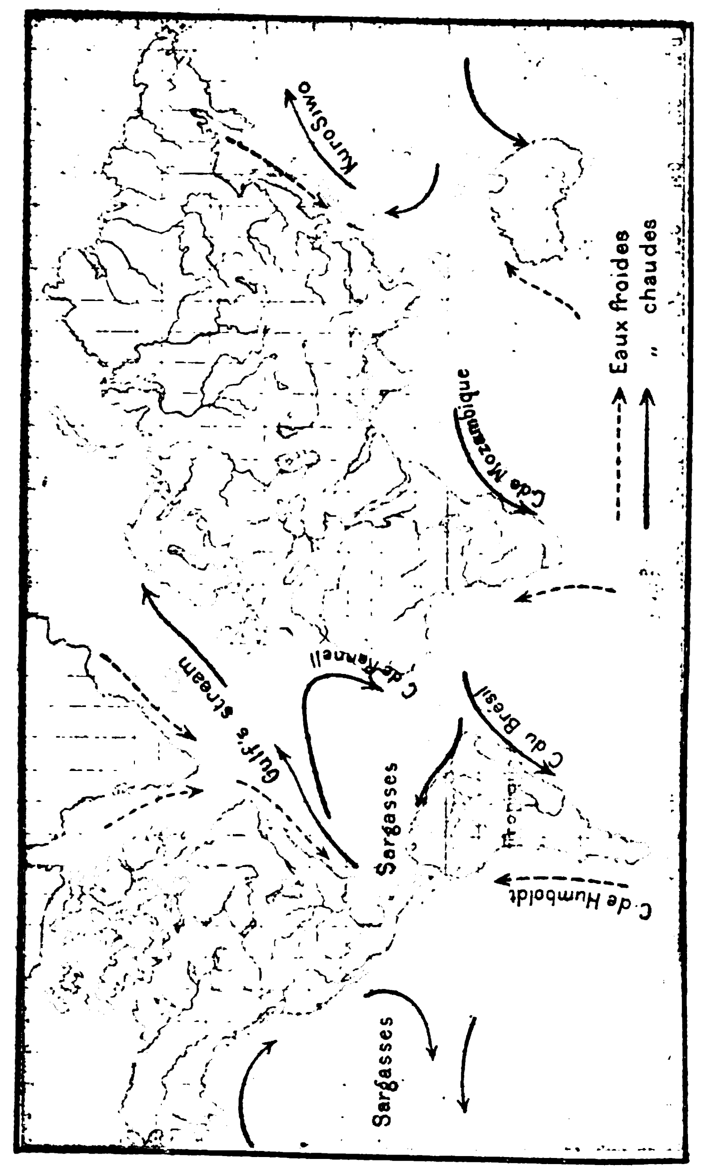


Fig. 100. Mers de Sargasses et courants généraux des océans.

souffle perpendiculairement à la côte un vent du Sud que le mouvement de rotation de la terre dévie plus ou moins vers le S.-W.

Vers le mois de janvier seulement, lorsque le soleil est le plus au-dessous de l'équateur, le vent alisé du N.-E. reprend sa prépondérance, emportant une poussière, blanche au Nord de la Guinée, brune plus loin, et qui est formée du sable du désert. D'abord violent, cet alisé s'affaiblit bientôt et ne dure que deux à trois semaines, remplacé par la mousson marine.

La côte du Vénézuéla, placée dans l'hémisphère Nord au Sud de la mer qui la baigne, doit exercer une action précisément inverse de celle de la côte de Guinée. De décembre en avril, lorsque le soleil est dans l'hémisphère Sud, elle est en effet soumise aux alisés du N.-E. ; mais d'avril à novembre la terre échauffée dévie vers l'Est, comme la côte de Guinée déviait vers l'Ouest, les vents alisés qui l'abordent, et produit les vents connus sous le nom de *brisotes de la Santa Martha* à Carthagène, et de *brisas pardas* dans le golfe du Mexique.

171. Moussons de l'océan Indien. — Mais le point de la terre où la mousson prend le caractère le plus curieux, c'est l'Océan Indien. D'octobre à avril, le soleil est dans l'hémisphère Sud, c'est le régime régulier des alisés du N.-E. A mesure que le soleil remonte vers le Nord, les hauts plateaux de l'Hindoustan et les déserts de l'Asie centrale attirent à eux la zone de maximum d'échauffement, et de là résulte un nouveau régime de vents. Les côtes du Malabar et la mer du Bengale sont parcourues par des vents du S.-W. d'avril à octobre. C'est la mousson d'été, directement opposée, comme on le voit, à la mousson d'hiver. Au moment du changement de régime, entre la fin d'une mousson et le commencement d'une autre, les vents sont variables, participant alternativement des deux directions. Mais aussitôt que le soleil, venant du Sud, commence à s'approcher du zénith, la mousson du N.-E. s'affaiblit et l'autre commence.

C'est au commencement de la mousson nouvelle et non à la fin de la précédente qu'éclatent les tempêtes violentes

qui rendent parfois ces mers si dangereuses, et que nous étudierons bientôt ; mais une fois établies, les moussons sont très régulières, et ont assuré, depuis des siècles, ces voyages d'aller et retour à Ceylan et aux pays des épices, qui ont alimenté le commerce de l'antiquité et celui du moyen âge.

On trouve des moussons très nettes sur d'autres points du globe, dans les îles de la Sonde, en Australie, où nous les avons déjà signalées. Mais nulle part la cause d'action n'est assez puissante pour que le mouvement opposé à l'alisé sorte des régions inférieures de l'atmosphère. Le mouvement reste limité à l'épaisseur d'atmosphère dans laquelle peut se transmettre l'échauffement provenant du contact ou du rayonnement du sol, et laisse en dehors la portion d'atmosphère chauffée directement par le soleil, et entraînée dans le grand mouvement des alisés, ce qui veut dire que nulle part la cause locale ne prévaut sur la cause générale. Au-dessus des îles de la Sonde, comme sur les sommets élevés des montagnes de l'Inde, on retrouve l'alisé régulier soufflant toute l'année dans la même direction, et un des volcans de Java, dont la cime arrive à 3,000 mètres, vomit une colonne de vapeurs qui se dirige toute l'année vers l'Ouest, alors que, pendant six mois, la mousson souffle en sens inverse sur les flancs et la base de la montagne.

172. Vents étésiens. — En sortant des mers équatoriales, nous trouvons des phénomènes moins marqués, mais dus aux mêmes causes. Ainsi la Méditerranée est parcourue pendant une grande partie de l'année par des vents du Nord, soufflant perpendiculairement à la côte africaine, et quelquefois tellement forts que les anciens s'étaient cru le droit de leur attribuer les inondations du Nil, en disant qu'ils empêchaient le fleuve de se déverser dans la mer. Ils soufflent si fréquemment que les arbres des Baléares sont tous inclinés vers le Sud, et que la traversée d'Europe en Algérie est en moyenne d'un quart plus courte pour les voiliers que le passage inverse. Tout cela est évidemment dû à l'échauffement puissant du Sahara et de la plaine libyque.

173. Brises de terre et de mer. — C'est encore à une cause analogue que nous pouvons rapporter le phénomène, si fréquent pendant les périodes calmes, des *brises de terre et de mer*. Quand le temps est beau, sur les côtes, vers 9 ou 10 heures du matin, on sent naître une brise du large qui vient tempérer l'ardeur du soleil. Après avoir *fraîchi* plus ou moins, cette brise cesse au voisinage du coucher du soleil et est remplacée par un vent de terre de direction inverse. L'origine de ces brises est dans l'inégal échauffement de la terre et de la mer avoisinante sous l'influence du soleil dans le courant d'une journée. Le jour, la terre s'échauffe plus que la mer, et le mécanisme que nous connaissons amène des courants d'air, dans le voisinage du sol, de la mer vers la terre. La nuit, la terre se refroidit plus que la mer et c'est l'inverse. Dans les régions de fort échauffement ces brises coexistent avec les alisés, et ce sont elles que nous avons vu les faire dévier, ou, suivant l'expression de Dampier, *leur faire frapper de biais le rivage*. Dans nos régions, ils sont tellement faibles d'ordinaire qu'ils n'apparaissent que pendant les périodes de calme, et se noient dans les vents régnants sitôt que ceux-ci ont un peu de force. Ils présentent un caractère curieux dans l'Adriatique, mer fermée, étroite, et à bords parallèles, si bien qu'elle est parcourue dans le jour par des brises divergentes s'étalant sur la côte dalmate et sur la côte italienne, et qui, la nuit, sont remplacées par des brises convergentes.

174. Brises de montagne et de plaine, vents solaires, etc. — A côté des brises de terre et de mer, nous plaçons une foule encore confuse de vents variables, produits par des combinaisons multiples entre les variations de température et de relief du sol, ce qui empêche d'en donner une explication commune, et dont l'examen détaillé nous entraînerait trop loin. Tout ce qu'on peut dire à leur sujet, c'est qu'ils doivent presque toujours leur origine à des actions analogues à celles que nous venons d'étudier, et que les courants d'air amenés par les différences de température

vont toujours du froid au chaud dans les couches inférieures de l'atmosphère. Par exemple, la brise de montagnes naît dès le coucher du soleil sous forme d'un courant d'air peu épais qui descend le long des flancs de la montagne en suivant les lignes de plus grande pente, et avec une vitesse qui dépend à la fois du degré de refroidissement, de la largeur du plateau, et de l'inclinaison de ses flancs. Elle saisit au passage et promène au niveau du sol la fumée chaude qui sort des cheminées, et qui est quelquefois seule à prévenir par l'odorat de l'existence d'une ferme voisine, mais placée à un niveau supérieur. Sur le plateau qui porte les monts Dômes, je lui ai rarement trouvé une vitesse supérieure à celle du pas de promenade, c'est-à-dire 4 kilomètres à l'heure,si bien qu'on ne la sentait pas en marchant de ce pas dans le même sens qu'elle ; mais elle était très sensible, et même désagréable quand on allait en sens inverse. Quand elle rencontre une gorge, elle peut s'y précipiter avec la vitesse d'un vent ordinaire. L'origine en est évidemment dans le refroidissement du sol, qui commence dès le soleil couché et qui est moins actif dans la plaine que sur la montagne, où la rareté de la vapeur d'eau rend le rayonnement plus intense. Le sol refroidi refroidit l'air à son contact, et l'air, devenu plus lourd, coule à la façon d'un fleuve aérien en choisissant toujours les lignes de plus grande pente. Nous verrons bientôt le rôle de ces courants d'air dans la formation des brouillards.

Pour le moment, avant de quitter les vents résultant d'un régime régulier, tels que les alisés et les vents divers qui, avec une puissance et une régularité moindres que celles des alisés, se rattachent à eux directement, nous avons à étudier les perturbations qui se produisent sous le nom de cyclones dans le régime des alisés et des moussons.

CHAPITRE XVIII

CYCLONES ET TYPHONS

175. Les manifestations les plus redoutables de la puissance des vents sont les tempêtes qui, sous le nom de *cyclones*, de *typhons*, éclatent brusquement dans les mers équatoriales et rendent si dangereux à certaines époques les parages des Antilles, de la Chine, ou de la mer des Indes. Elles ont d'autres caractères communs que celui de se développer toutes dans la région des alisés. Elles se ressemblent sur presque tous les points, sur quelque mer qu'elles éclatent. « Les typhons, dit Dampier dans ses *Voyages*, sont une espèce particulière de tempêtes violentes soufflant sur la côte du Tonkin et sur les côtes voisines, pendant les mois de juillet, août et septembre. Elle sont ordinairement précédées par un très beau temps, de faibles brises et un ciel clair; ces faibles brises sont l'alisé ordinaire qui souffle du S.-W. dans cette saison, et qui tourne au Nord et au N.-E. Avant le commencement de la tempête, un nuage épais se forme dans le N.-E. Il est très noir auprès de l'horizon, d'une couleur cuivrée vers son bord supérieur, et de plus en plus clair à mesure qu'on approche du bord extérieur, qui est d'un blanc très vif. L'aspect de ce nuage est très étrange, très effrayant, et il se forme quelquefois douze heures avant que la tempête éclate. Quand sa marche commence à s'accélérer, le vent s'établit presque immédiatement, augmente rapidement de force, et il souffle avec violence du N.-E. pendant douze heures au moins. Il est aussi communément accompagné de coups de tonnerre effrayants, de larges et fréquents éclairs et

d'une pluie très épaisse. Dès que le vent commence à mollir, il tombe tout à coup et il survient un calme plat qui dure près d'une heure; après quoi le vent s'élève du S.-W. environ, d'où il souffle avec la même fureur et aussi longtemps qu'au N.-E.; il pleut aussi comme avant. »

Nous verrons bientôt à quel point cette description est exacte, au moins pour quelques-uns des points atteints par le cyclone. J'ajoute seulement que si Dampier avait fait l'étude du baromètre, il aurait constaté que pendant la première période du phénomène, celle qui précède le calme central, le baromètre baissait constamment, qu'il restait à peu près stationnaire pendant le calme et remontait rapidement ensuite. Quand il a repris son niveau primitif, c'est que le typhon a passé et que la tempête est terminée.

La soudaineté et la violence de ces ouragans les rendent parfois irrésistibles. Il en est qui sèment la mort et les ruines sur leur passage, et laissent un long souvenir dans la mémoire des hommes. Tel est, par exemple, celui du 10 octobre 1780, dont l'histoire est malheureusement très facile à écrire, car il a éclaté sur des mers très fréquentées au moment où s'y étaient donné rendez-vous les flottes de la France et de l'Angleterre alors en guerre, de sorte que chaque pas de l'ouragan a fait des victimes.

176. Le grand ouragan du 10 octobre 1780. — « Son diamètre fut si grand dès le commencement (fig. 101) qu'il embrassa les points extrêmes des îles Sous-le-Vent, c'est-à-dire la Trinidad et Antigue, tandis que son centre passait le 10 sur les Barbades et jusqu'à Sainte-Lucie, où l'amiral Hotham était au mouillage avec 5 vaisseaux. De là il se transporta sur la côte de la Martinique, où il enveloppa le convoi français qui se composait de 50 navires de commerce et transports, avec 5,000 hommes de troupes à bord, escortés par les frégates *Cérès* et *Constante*. Six ou sept navires seulement échappèrent au naufrage. « *Les bâtiments du convoi disparurent,* » telle est l'expression laconique dont se servit le gouverneur de la Martinique dans son rapport.

Le tourbillon de l'ouragan passa de là sur Puerto-Rico, ou le *Deal Castle* fit naufrage ; sur l'île de Mona, où, dans la matinée du 15 octobre, il enveloppa la flotte marchande anglaise, escortée par l'*Ulisses* et la *Pomona*, à laquelle il fit des avaries considérables. Après quoi il passa sur la Caye d'Argent, où il coula le *Stirling Castle*. On ignore dans quel endroit se perdit le *Thunderer* qui portait le pavillon du commodore Walsingham, et qui allait de Sainte-Lucie à la Jamaïque. L'ouragan (qui avait marché jusque-là au N.-W.) tourna ensuite au N.-E. où, par 26° Nord, il enveloppa la division de l'amiral Rowley dématée par un précédent ouragan, et composée de 5 vaisseaux ; malheureusement elle faisait route du côté Ouest de l'ouragan, droit vers son centre. De là il tourna vers les Bermudes, s'étendant probablement dans l'Atlantique au moment où sa largeur était la plus grande. Le *Berwick*, qui retournait en Angleterre, et qui avait été désemparé par le premier ouragan, fut encore assailli près des Bermudes...

« La rage destructive de l'ouragan ne fut pas moindre à terre. Neuf mille personnes périrent à la Martinique, mille à Saint-Pierre seulement, où il ne resta pas une maison debout, car la mer monta de $7^m,5$, et cent cinquante maisons disparurent instantanément le long de la plage. A Port-Royal, la cathédrale, sept églises et mille quatre cents maisons furent renversées ; 1,600 malades ou blessés furent ensevelis sous les ruines de l'hôpital ; on ne put en sauver qu'un très petit nombre. A la Dominique, presque toutes les maisons qui étaient près de la plage furent emportées, et la Boulangerie royale, le Magasin et une partie des casernes furent détruites. A Saint-Eustache, 7 bâtiments furent mis en pièces sur les rochers de la pointe Nord, et des 19 qui coupèrent leurs amarres et qui gagnèrent le large, un seul retourna au port. A Sainte-Lucie, 6,000 personnes périrent. Les plus fortes constructions furent arrachées de leurs fondements ; un canon fut transporté à plus de 30 mètres ; et des hommes ainsi que des animaux furent enlevés du sol et projetés à plusieurs mètres de distance. La

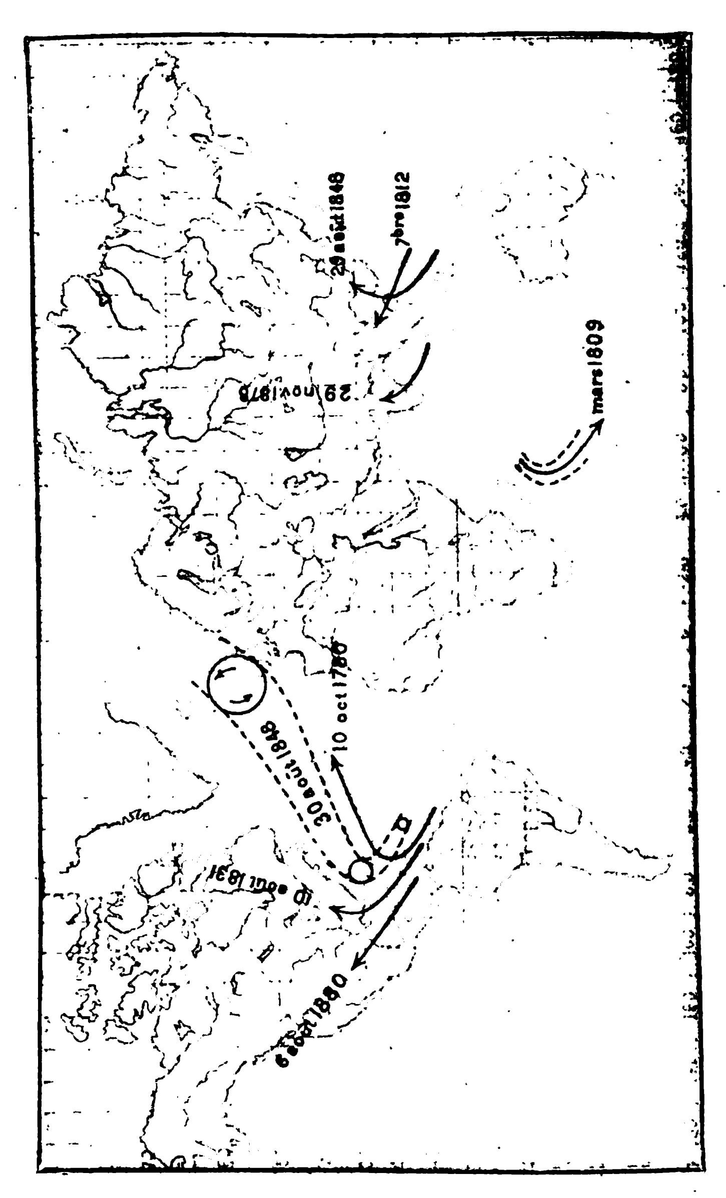


Fig. 101. *Régions à cyclones; trajectoires et dates de quelques ouragans célèbres.*

mer monta à une si grande hauteur, qu'elle démolit le fort, et renversa un bâtiment contre l'hôpital de la marine, qui fut écrasé sous le poids... Des six cents maisons de Kingstown, dans l'île Saint-Vincent, quatorze seulement restèrent debout; la frégate française la *Junon* se perdit.

« Sir G. Rodney dit dans son rapport : « Il est impossible « de décrire l'horreur des scènes qui eurent lieu à la Bar- « bade, et la misère des malheureux habitants. Je n'aurais « jamais pu croire, si je ne l'avais vu moi-même, que le « vent seul pouvait détruire aussi complètement une île « remarquable par ses constructions nombreuses et solides. » Dans les îles Sous-le-Vent, les personnes qui habitaient le palais du gouvernement cherchèrent un refuge au centre des constructions, pendant le fort de la tempête, pensant que l'épaisseur énorme des murs, qui avaient 90 centimètres, et leur forme circulaire les préserveraient de la fureur du vent. A onze heures et demie, elles étaient forcées de se réfugier dans la cave, le vent ayant pénétré partout, et arraché presque tous les toits; mais l'eau montant à $1^{m},20$ dans la cave, il fallut se sauver dans les batteries, où chacun chercha un abri sous les canons, dont quelques-uns furent déplacés par la force du vent. L'ouragan était si fort que, secondé par la mer, il porta un canon de 12 à une distance de 126 mètres. Au jour, la campagne avait le même aspect qu'en hiver; il ne restait plus une feuille ni une seule branche aux arbres[1]. » (*Dove.*)

Peu de tempêtes heureusement atteignent ce degré de violence, mais toutes laissent des ruines et coulent des vaisseaux. On comprend qu'elles aient attiré l'attention des marins de toutes les nations. C'est à Redfield, de la marine américaine, et à Reid et Piddington, de la marine anglaise,

1. La colère des hommes s'arrête devant une semblable lutte des éléments. Lorsque le *Laurier* et l'*Andromède* se perdirent à la Martinique, le marquis de Bouillé mit en liberté les vingt-cinq marins anglais qui avaient survécu au naufrage, en écrivant au gouverneur anglais de Sainte-Lucie qu'il ne voulait pas garder prisonniers des hommes tombés entre ses mains pendant une catastrophe commune à tous.

qu'on doit d'avoir montré que toutes ces tempêtes obéissaient à des lois régulières, d'avoir formulé ces lois, et d'en avoir déduit les règles pratiques de manœuvre qui permettent d'éviter l'ouragan ou de s'en dégager. Ces règles de manœuvre, qui ont sauvé des milliers de navires depuis qu'elles ont été formulées, sont en dehors de notre cadre. Nous nous bornerons à énoncer les lois de ces tempêtes, que nous formulerons de la manière suivante :

177. Lois des tempêtes. 1re Loi. — *Les cyclones sont régionaux*, et ne se produisent pas indifféremment sur tous les points des mers tropicales. Dans l'Atlantique, comme dans le Pacifique, on n'en trouve guère entre l'équateur et le parallèle de 6°. Au nord de ce parallèle, ils sont fréquents, mais semblent limités à deux districts, les parages des Antilles dans l'Atlantique, la région sud du continent asiatique dans le Pacifique et la mer des Indes qui en dépend. Nulle part ailleurs, dans le Pacifique, on n'a observé de cyclones. Dans l'hémisphère Sud, les régions les plus exposées sont les côtes de Madagascar, Maurice et la Réunion. Notons en passant que les régions où les cyclones sont les plus fréquents sont aussi des régions de moussons.

178. 2e Loi. — *Les cyclones sont saisonniers* et ne se produisent pas indifféremment à toutes les époques de l'année. Nous avons vu Dampier indiquer pour ceux du Tonkin les mois de juillet, août et septembre. Aux Antilles les neuf dixièmes des cyclones éclatent dans les mois d'août, septembre et octobre. Dans la mer des Indes et la baie du Bengale, sur 100 il y en a 52 en septembre, octobre et novembre, 43 en avril, mai et juin, 5 dans les autres mois. On voit que partout les cyclones se produisent de préférence au moment où commence la période de rétrogradation des alisés ou le changement de la mousson.

179. 3e Loi. — *Les cyclones sont circulaires*, c'est-à-dire que si on relève, pour une heure donnée, sur tous les regis-

tres des observatoires et les livres de bord des navires atteints par un même cyclone, les directions du vent à ce moment, on constate que ces vents, bien que soufflant quelquefois sur des surfaces immenses, et indépendants en apparence les uns des autres, n'en sont pas moins approximativement tangents, tous ou presque tous, à un certain nombre de circonférences concentriques, et tournent dans le même sens autour du centre commun. Il faut donc se représenter un cyclone comme une espèce de meule aérienne. Il est bien entendu que cette assimilation ne saurait être précise. La principale différence est que la vitesse angulaire du vent n'est pas partout la même sur la surface atteinte par le cyclone. Faible ou nulle au centre, elle s'accroît jusqu'à une certaine distance pour redevenir faible sur les bords. On devine aussi que le vent n'a pas toujours la direction indiquée, même en pleine mer, et à plus forte raison sur le sol, lorsque les obstacles qu'il rencontre sont irréguliers et dissymétriques; que d'ailleurs, le tracé de ces circonférences concentriques comporte quelques incertitudes. Mais il suffit de jeter les yeux sur la figure 102 ci-jointe, donnant deux des positions relevées par Redfield pour un ouragan ayant traversé Cuba le 5 octobre 1844, pour voir que la condition de tangence est approximativement réalisée pour tous les vents du cyclone.

180. 4e Loi. — *Les cyclones tournent en sens inverse dans les deux hémisphères*, c'est-à-dire que constamment dans l'hémisphère Nord, la rotation du vent autour du centre se fait en sens inverse du mouvement des aiguilles d'une montre, ce que nous exprimerons désormais plus brièvement en disant qu'elle est *inverse*. Dans l'hémisphère Sud, elle se fait toujours dans le même sens que les aiguilles d'une montre, c'est-à-dire qu'elle est *directe*. Cette constance dans le sens de la rotation est un des faits les plus curieux relevés à propos des cyclones. Elle ne doit pourtant pas nous étonner, car elle est du même ordre que la constance dans la direction des vents sur la région dans laquelle les cyclones se produisent.

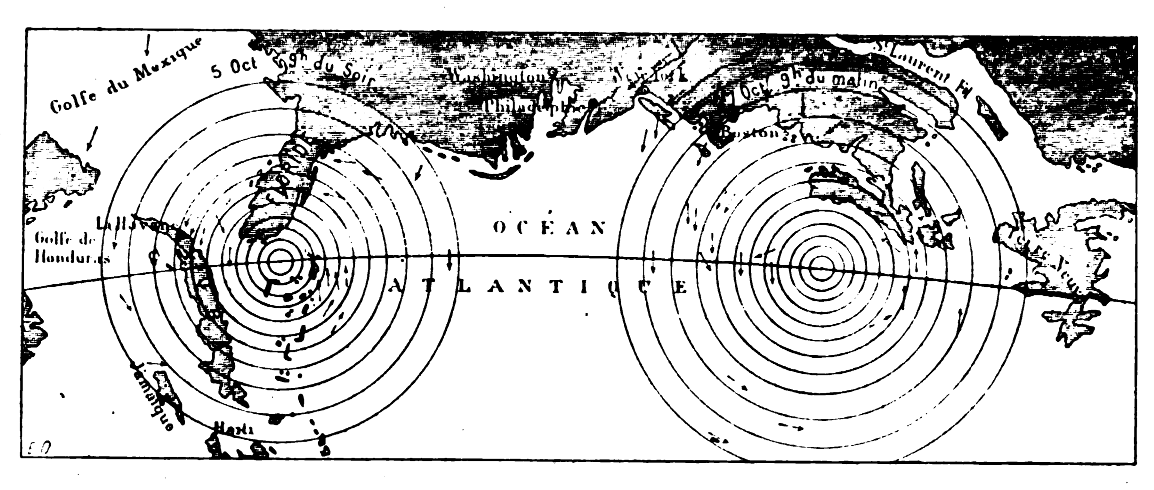
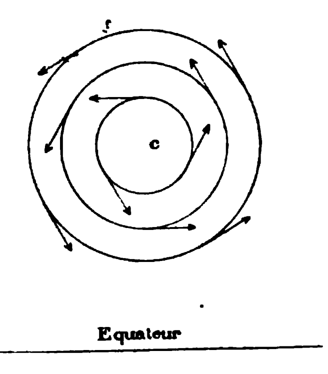


Fig. 102. *Ouragan de Cuba du 5 au 7 octobre 1844.*

Deux des positions déterminées par Redfield, pour le 5 octobre à 9 heures du soir, et le 7 octobre à 9 heures du matin. Les flèches donnent les directions du vent sur les divers points du cyclone, mais n'en indiquent pas la force. On voit qu'en trente-six heures le cyclone s'est transporté, en s'élargissant, de la Floride jusqu'au voisinage de Terre-Neuve.

Cette loi peut aussi se traduire sous une autre forme connue sous le nom de *règle de Piddington*, et qui est la suivante : le marin saisi par un cyclone, et qui veut savoir dans quelle direction est le centre, doit faire face au vent, et étendre la main droite dans l'hémisphère nord, la main gauche dans l'hémisphère sud. Le centre est dans la direction de la main tendue. Un coup d'œil jeté sur les figures 102 et 103 suffit à justifier cette règle, qui est d'une application fréquente.



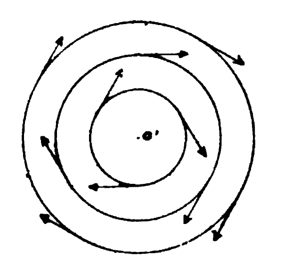


Fig. 103. *Sens de la rotation du vent dans les cyclones au Nord et au Sud de l'équateur.*

181. 5e Loi. — *Le baromètre est d'autant plus bas dans un cyclone qu'on est plus voisin du centre*, si bien que sur tous les points d'une des circonférences concentriques qui peuvent être considérées comme les trajectoires des vents, la pression est à peu près la même. Ces circonférences sont donc approximativement des isobares. Il est clair que cette loi est encore moins précise que celle de la rotation des vents. Il y a en plus, comme cause d'irrégularité, que le mot pression n'a aucun sens défini dans un gaz en mouvement, surtout quand le vent est violent comme il l'est quelquefois dans les cyclones. Mais il n'en reste pas moins vrai que la chute du baromètre, surtout si elle est rapide, peut avertir un observateur de l'approche d'un cyclone lorsqu'il se trouve dans les mers et à une saison où ces tempêtes sont fréquentes. A mesure qu'on se rapproche du centre, le baromètre baisse et

le vent prend de la force. Au centre lui-même, comme nous l'avons vu dans la description de Dampier, le vent devient faible, mais le baromètre reste bas. Le danger existe encore; ce n'est que lorsque le vent, après avoir repris de la force et passé par un maximum d'intensité, mollira à nouveau en même temps que le baromètre reviendra à son niveau normal, que le marin sera hors de l'atteinte du redoutable météore.

Bien que les lois de l'équilibre des gaz ne soient pas applicables à ces perturbations atmosphériques, on peut pourtant leur demander une traduction du phénomène qui, bien qu'inexacte, peut rendre quelquefois service. Supposons alors pour un instant les masses d'air comprises dans un cyclone immobilisées dans l'une quelconque de leurs positions, et relevons les hauteurs barométriques sur la surface qu'elles recouvrent. Nous pouvons, pour cette surface, faire le tracé des isobares, que nous supposerons être des circonférences concentriques. Supposons en outre l'atmosphère homogène, ce dont nous avons le droit (23) tant qu'il ne s'agit que des pressions sur le fond. La seule forme d'équilibre qui correspondrait à la distribution des pressions en isobares concentriques, à pression décroissante vers le centre, serait celle d'un entonnoir creux, d'autant plus ouvert que le cyclone est plus large, d'autant plus profond qu'il y a plus de différence barométrique entre son centre et ses bords. On a alors une figure analogue, comme le montre la figure 104, à celle des tourbillons qu'on observe quelquefois sur les cours d'eau. Une ressemblance de plus résulte de ce que dans un tourbillon, l'eau, au lieu de couler sur la pente de l'entonnoir pour aller combler le vide existant au

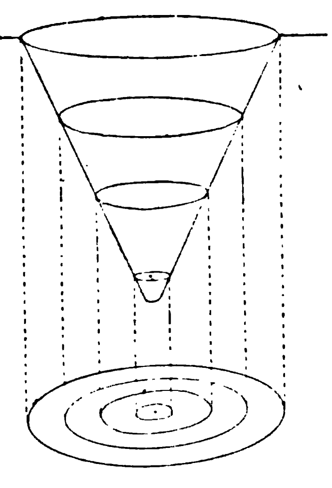


Fig. 104.

centre, n'y est entraînée que lentement, et a visiblement un mouvement giratoire autour de l'axe du cône plus ou moins régulier et plus ou moins vertical qu'elle forme. C'est ainsi que le vent tourne aussi autour du centre du cyclone. Cette assimilation fournit une image qui peut être utile pour l'esprit et pour les yeux. Nous verrons bientôt qu'elle a d'autres raisons d'être. Mais nous verrons aussi qu'il ne faut pas la pousser à l'extrême, et que malgré l'identité probable des lois mécaniques de leur formation, il n'y a aucune ressemblance physique entre les vents cycloniques et les tourbillons des cours d'eau.

182. 6e Loi. — *Le cyclone voyage.* Son centre n'est jamais immobile, et décrit tout ou partie d'une trajectoire qui, lorsqu'elle est complète, a la forme grossière d'une parabole dont le sommet est toujours tourné vers l'ouest. C'est la branche de cette parabole la plus rapprochée de l'équateur qui est toujours décrite la première, mais parfois elle manque et la seconde seule persiste. Dans l'hémisphère Nord, le cyclone a donc d'abord la direction N.-W. (fig. 101). Arrivé à un certain parallèle, en général voisin du bord Nord de la frange des alisés, il tourne vers le Nord, puis se dirige vers le N.-E. Pour l'hémisphère Sud, sa marche est de même S.-W., puis Sud, puis N.-W.

Toutes ces paraboles ne se ressemblent pas. Leurs sommets sont plus ou moins éloignés de l'équateur. Bien que, au milieu de cette variabilité, les moyennes perdent un peu de leur signification, on peut dire pourtant que ce sommet est en moyenne vers 30° de latitude pour les cyclones des Antilles, et un peu plus au Nord en été qu'en hiver. Il est vers la latitude de 20° pour les cyclones des mers des Indes. La vitesse de translation du centre est variable aussi dans des limites très larges, allant de 10 à plus de 60 kilomètres à l'heure. En moyenne, elle est de 35 kilomètres pour les cyclones des Antilles et de 15 à 16 kilomètres pour ceux de la mer des Indes.

183. 7e Loi. — *Le cyclone s'élargit et s'affaiblit à mesure qu'il avance sur sa trajectoire* et qu'il arrive ainsi dans des régions plus tempérées. Là il perd la plupart de ses caractères et se confond avec les tempêtes de nos latitudes, que nous retrouverons bientôt. Contentons-nous pour le moment de nous rapporter à la partie de la figure 101 relative à l'ouragan du 30 août 1818, où sont représentées la trajectoire et l'aire d'expansion de cyclone, et où se trouvent figurées, sous forme schématique, les deux lois que nous venons de formuler.

184. Bord dangereux et bord maniable. — Ce mouvement du centre du cyclone a des conséquences importantes.

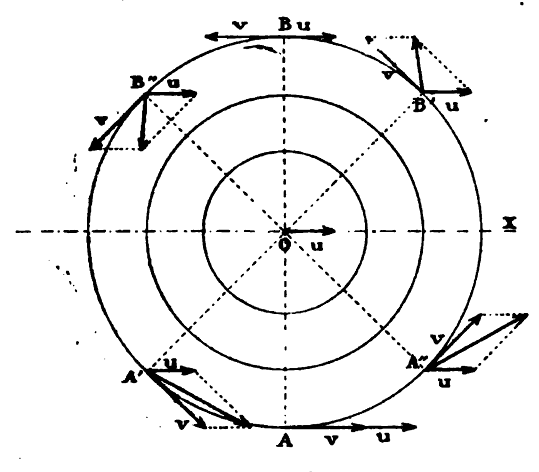


Fig. 105.

Non seulement il permet à la tempête de promener ses ravages bien loin de son pays d'origine, comme nous l'avons vu dans la relation du *grand ouragan*, mais encore il partage en deux moitiés dissemblables le cyclone, en lui donnant un *bord dangereux* et un *bord maniable*.

Soit en effet (fig. 105) un cyclone que nous supposerons circulaire, et dont le centre se meut sur la portion de trajectoire OX, avec une vitesse u. Soit de même v la vitesse du

vent sur l'une des isobares. Sans qu'il soit besoin d'insister, on voit :

1° Que pour un observateur placé en A, la vitesse du vent sera égale à la somme $v + u$ des vitesses, qui sont de même sens et s'ajoutent;

2° Que pour un observateur placé en A′ ou en A″, les vitesses $v + u$ ne s'ajoutent plus, la vitesse v restant toujours tangente à l'isobare, en sa qualité de vitesse de rotation, et la vitesse u restant toujours parallèle à OX. Mais les deux vitesses faisant toujours un angle aigu, leur résultante sera toujours plus grande que v, c'est-à-dire que la vitesse du vent, dans toute la moitié du cyclone placée au sud de la trajectoire, sera plus grande que si le cyclone était immobile. C'est cette moitié qui constitue le *bord dangereux;*

3° Pour un observateur placé en B, les vitesses v et u se retranchent;

4° En B′ et en B″ les vitesses v et u font toujours des angles obtus, et la résultante est plus petite que v. Donc, dans cette moitié du cyclone, le vent est plus faible que si le cyclone était immobile. C'est le *bord maniable.*

En général, dans les cyclones, v et u sont du même ordre de grandeur, de sorte que les vents doublent d'intensité dans le bord dangereux et peuvent dépasser 100 kilomètres à l'heure, ce qui explique leurs ravages. En revanche, ils peuvent devenir très faibles dans le bord maniable. Le marin a donc un intérêt puissant à savoir dans quel bord il se trouve. La règle de Piddington lui dit à chaque instant dans quelle direction le centre se trouve et voyage; mais il a un autre *criterium* dans l'observation de la rotation du vent.

185. Rotation du vent. — Soit en effet O (fig. 106), un cyclone figuré par trois de ses isobares, et dont le centre parcourt la portion de trajectoire Oa, de façon à ce que le cyclone vienne aborder un observateur M, que nous supposerons d'abord placé dans le bord dangereux. Pour savoir quel sera l'effet du passage du cyclone sur une girouette placée en M, comme il ne s'agit que de mouvements relatifs,

nous pouvons, pour simplifier la figure, supposer le cyclone immobile, et le point M se transportant dans la direction MN, avec une vitesse égale et contraire à celle du centre. En désignant par 1, 2, 3, 4, 5 les vents qu'il rencontrera en traversant chacune des trois isobares, et en les reportant avec leur direction et leur intensité, en 1', 2', 3', 4', 5', sur un diagramme autour du point M, on voit, en regardant la figure, que les vents tourneront en M dans le sens direct et en devenant de plus en plus violents, de l'extérieur du cyclone jus-

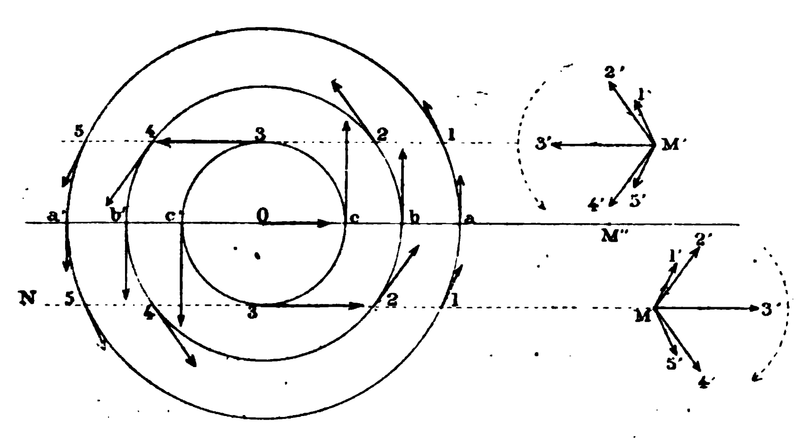


Fig. 106.

qu'au point le plus rapproché du centre, c'est-à-dire jusqu'au moment où le baromètre sera le plus bas. *La direction du vent à ce moment sera à peu près celle de la trajectoire du centre.* Au delà, de 3' en 5', ou de 3 en 5, le vent tournera toujours dans le sens direct, mais en diminuant graduellement d'intensité. Le baromètre aura repris sa hauteur normale, et le danger sera passé. Dans le bord dangereux, la rotation des vents est donc toujours directe.

En répétant le même raisonnement pour une station M', placée sous l'influence du bord maniable, on voit de même que dans le bord maniable la rotation des vents est toujours inverse. Ces vents étant souvent faibles, la rotation pourra passer inaperçue.

Il nous reste à examiner le cas où la station serait en M″, exactement sous la trajectoire du centre. On voit alors, toujours de la même façon, que pendant la première moitié du passage, en *a*, en *b*, en *c*, la direction du vent reste constante. Nous retrouvons là la description de Dampier (175). Le vent fraîchit de plus en plus ; puis au voisinage du centre O il tombe brusquement, et avec lui tous les phénomènes

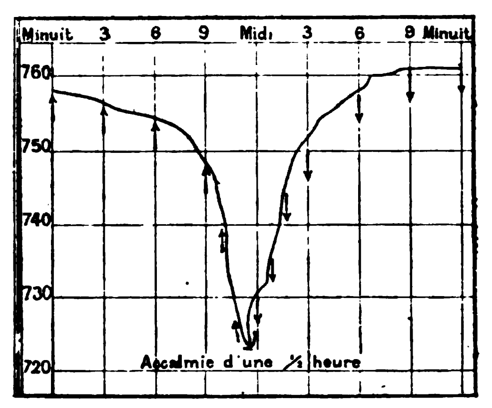


Fig. 107. ***Cyclone du 17 octobre 1886, à Quin' Hone (Annam).***

On retrouve dans cette figure les traits principaux des cyclones, la chute barométrique profonde quand on approche du centre, la forme en entonnoir des isobares, l'accalmie du milieu de la tempête pour une station placée sur la trajectoire du centre, et la saute de vent de 180° pendant le passage du centre. Ici la saute a eu lieu du Sud au Nord, ce qui prouve que le cyclone allait de l'Ouest à l'Est.

effrayants du cyclone, pluie, éclairs, tonnerre. Les nuages eux-mêmes disparaissent quelquefois, le ciel redevient clair : c'est l'*œil de la tempête*, bien connu des marins, et décrit avec puissance par Victor Hugo [1]. Mais ce calme, qui dure quelques

1. Subitement, une grande clarté se fit; la pluie discontinua, les nuées se désagrégèrent. Une sorte de haute fenêtre crépusculaire s'ouvrit au zénith, et les éclairs s'éteignirent. C'est à cet instant-là qu'au plus noir de la nuée apparaît, on ne sait pourquoi, pour espionner l'effarement universel, ce cercle de lueur bleue que les vieux marins espagnols appellent l'œil de la tempête, *el ojo del tempesdad*. On put croire à la fin : c'était le recommencement. La tempête allait reprendre avec une nouvelle troupe d'ouragans... (*Les Travailleurs de la mer*.)

heures, est trompeur; bientôt le vent reparaît et souffle avec violence du bord opposé de l'horizon, subissant ainsi de *c* en *c'*, une saute de 180°, funeste à un navire qui ne l'aurait pas prévue. Il diminue enfin tout en soufflant toujours du même point de l'horizon. Lors donc que le baromètre baisse et que le vent souffle en tempête sans changer de direction, c'est qu'on est exactement sur la trajectoire du centre du cyclone [1] (fig. 107).

1. Voici, à ce sujet, le récit du commandant Bridet, qui se trouvait à Mozambique à bord de la goélette l'*Églé*, lorsqu'il fut assailli par un ouragan dont le centre passa juste sur son navire. On va retrouver, sous forme de faits, les lois indiquées ci-dessus :

« Le 1er avril 1858, dans la nuit, le vent prit par rafales du S.-E. au S.-S.-E., accompagnées d'une pluie diluvienne. La mer, un peu grosse, était néanmoins arrêtée par la terre et ne fatiguait pas trop le navire, mouillé sur deux ancres. A 6 heures du matin, le baromètre marquait 758 millimètres.

« Vers midi, le baromètre continuant à baisser et le vent à augmenter *sans changer de direction*, nous vîmes bien que nous allions avoir affaire à un ouragan des Tropiques, et nous prîmes nos précautions en conséquence.

« Deux autres ancres furent mouillées et filées avec les deux premières, qui se trouvèrent alors avec 50 brasses de chaînes, et les deux dernières avec 25. Nous étions par 50 brasses de fond; avec nos quatre ancres nous pouvions résister.

« La mâture fut réduite aux seuls bas-mâts, et à 2 heures de l'après-midi, nous n'avions plus qu'à attendre les effets du vent qui soufflait toujours du S.-E. avec la plus grande violence. Le baromètre indiquait 755 millimètres.

« Toute la journée le vent augmenta et le baromètre baissa. A 6 heures du soir il était à 748. La mer devenait très grosse malgré l'abri de la terre, et la goélette tanguait de manière à faire croire à chaque instant à la rupture des chaînes. Le plus grand nombre des bateaux arabes à l'ancre près de nous chassaient sur leurs faibles amarres; quelques-uns étaient déjà à la côte. La nuit se faisait, et le vent soufflait en augmentant encore.

« Vers 9 heures du soir, la pluie redouble d'intensité, le vent de fureur.

« A 11 heures, le baromètre marque 742. A 11 h. 45, *un calme subit succède aux rafales*, au moment où elles semblaient augmenter de violence. La tempête s'est apaisée d'une façon si brusque, que nous

Comme nous l'avons dit plus haut, les règles de manœuvre qui résultent de cette connaissance précise des lois des tempêtes sont en dehors de notre cadre; mais en revanche, nous avons à nous préoccuper de trouver l'explication de ces phénomènes.

186. Causes des cyclones. — L'explication que nous pouvons fournir est malheureusement encore peu précise, et cela surtout par la raison que voici. Le cyclone est, par

passons sans transition des craintes les plus vives à la sécurité la plus complète. Le temps s'embellit, la pluie cesse...

« Pendant que le temps semblait revenir au beau, et que le calme le plus complet *permettait de tenir sur le pont une bougie allumée*, le baromètre se maintenait à 740, et nous indiquait que nous passions par le centre de l'ouragan qui, suspendu pour un moment, allait reprendre sa fureur.

« A une heure, en effet, les premières rafales, au *nord-ouest*, tombaient à bord comme un coup de foudre et faisaient pirouetter la goélette, qui allait subir un nouvel assaut. Cette fois, le vent et la mer nous poussent vers l'île de Mozambique, à peu de distance de laquelle nous sommes mouillés. La mer venant du fond de la baie est tellement grosse, qu'à chaque instant l'*Églé* disparaît tout entière...

« Cependant, le baromètre remonte et nous indique que l'ouragan, s'il n'a pas diminué de violence, touche au moins à son terme. Il est 3 heures du matin, et dans quelques heures nous pouvons être sauvés. Cet espoir s'évanouit bientôt. Un coup de talon nous annonce que nous sommes à la côte. Le gouvernail est démonté, la roue vole en éclats. Nous sentons à chaque coup de mer le pont nous manquer sous les pieds. Les mâts vibrent comme des joncs, nous menaçant à chaque instant de leur chute... L'avant de la goélette flotte encore, l'arrière seul frappe le fond. Elle pourrait se briser, mieux vaut l'échouer complètement. Les chaînes sont prises sur l'avant; une voile nous fait abattre; le navire monte sur la plage et se couche sur un lit de sable. Nous sommes sauvés...

« Le spectacle qui s'offre à nous aux premières heures du jour est navrant. De tous les navires mouillés dans la baie, trois seuls ont résisté. Tous les bateaux arabes sont à la côte; plus de 200 hommes ont péri.

« L'ouragan a été terrible à terre : les plantations ont été ravagées, des arbres séculaires arrachés, les cocotiers brisés. Partout la dévastation et la ruine. »

excellence, un phénomène mécanique ; les nuages, les pluies, les éclairs qui l'accompagnent sont une conséquence du mouvement des masses d'air, et nous pourrons en ce moment les passer sous silence, nous réservant de les retrouver à propos des tempêtes d'Europe. C'est le mouvement de l'air qui est l'effet primordial, et ce que nous aurions à comprendre, c'est comment et pourquoi, dans des régions où le régime des vents est régulier, mais où les trajectoires sont sensiblement rectilignes, peut prendre naissance un mouvement violent, régulier aussi, à tout prendre, mais où les trajectoires sont circulaires.

187. Les trajectoires des vents sont circulaires. — Et d'abord, sont-elles bien circulaires ? On a contesté ce point, et soutenu qu'elles étaient au contraire spiraliformes, et que le vent se dirigeait vers le centre de tous les points atteints par le cyclone, en suivant des courbes mal définies géométriquement, mais dont le caractère est d'aller passer toutes par un point central commun, après avoir plus ou moins tourné autour de lui pour l'atteindre. Le principal argument en faveur de cette interprétation des phénomènes est que, même dans les cartes dressées par Redfield (*Voy.* fig. 102), on trouve sur plusieurs points les flèches indicatrices de la direction du vent inclinées vers le centre commun des circonférences, au lieu de leur être tangentes. Par conséquent, conclut-on, les vents se dirigent en tournoyant vers le centre, et comme là, ils ne peuvent pas s'accumuler, il faut bien qu'ils remontent vers les hautes régions de l'atmosphère. Le centre de la tempête est donc une région de confluence et d'ascension de l'air.

On peut d'abord remarquer que, même en supposant exactes les bases de ce raisonnement, ses diverses parties ne se tiennent pas. En admettant que les vents notés sur les cartes inclinent tous vers le centre, il n'en résulte pas nécsssairement qu'il y ait ascension à ce même centre. Ces vents sont ceux qu'indiquent les girouettes, ou que le marin note à bord. Ce sont des vents des régions voisines de la

surface du sol, et rien ne dit qu'ils aient la même direction à toutes les hauteurs dans l'atmosphère. De plus, même dans les plus fortes tempêtes, le vent n'est pas continu; il souffle par rafales, c'est-à-dire par places et par intervalles. Comme l'air est élastique, il peut se détendre, soit latéralement dans les intervalles des rafales, soit horizontalement à un niveau supérieur à celui qu'il a parcouru dans une direction centripète, et cela sans avoir gagné ce centre vers lequel les figures le projettent. Qu'on suppose une douzaine de ventilateurs rangés en cercle autour d'un même point, et y envoyant de l'air, même d'une façon continue, il n'en résultera nécessairement, ni une ascension de l'air en ce point, ni un mouvement giratoire, ni rien de ce qui constitue un phénomène régulier tel qu'un cyclone.

Cette ascension de l'air au centre du cyclone est d'ailleurs contredite par un autre phénomène. Si de l'air s'élevait en ce point, comme il y arrive chargé d'humidité, puisqu'il pleut presque toujours sur tout le pourtour du cyclone, il se refroidirait en montant, et dès lors, au lieu du ciel clair si souvent observé dans l'œil de la tempête, on aurait des nuages encore plus épais qu'ailleurs.

Séparons donc absolument la question du mouvement centripète et celle de l'ascension de l'air au centre du cyclone, elles ne sont pas corrélatives et ne se commandent pas l'une l'autre. Mais il reste que, dans la théorie que nous discutons, il y a refoulement de l'air dans la direction du centre, et alors, ce qui devient inexplicable, c'est que la pression au centre ne soit pas plus élevée que dans le pourtour, au lieu d'y être plus faible. Nous voilà dès lors conduits par ces impossibilités à nous retourner contre les prémisses du raisonnement, et à nous demander quelle importance nous devons accorder à ces flèches indiquant une direction centripète. Dans l'immense majorité des cas, elles représentent le vent ressenti par l'observateur ou la girouette placés au voisinage du sol, c'est-à-dire là où il y a des obstacles. C'est de ce qui se passe dans une faible épaisseur d'air où tout est cause de trouble, où, sur terre, les vents sont déviés dans leur

marche par des remous de surface, où, sur mer les marins conviennent qu'on ne peut pas apprécier leur direction à 10° près, c'est de ces observations fausses ou incertaines que nous tirons des conclusions pour toute la hauteur de l'atmosphère intéressée dans le phénomène. Dans nos tempêtes d'Europe, pour lesquelles on attribue aussi aux vents une direction centripète, manifeste dans les vents qui agissent sur les girouettes, M. Hildebrandsson a vu que lorsqu'on notait la direction des nuages, on la trouvait toujours très approximativement tangente aux isobares, de sorte que pour eux, le caractère cyclonique de la trajectoire n'est pas douteux. Ce sont aussi les nuages qu'il faudrait observer dans les cyclones, mais encore sans être sûr de tirer quelque chose de cette observation, car rien ne nous dit que sur des surfaces aussi étroites que celles des cyclones, les centres des isobares, à diverses hauteurs, soient tous sur la même verticale, et que l'entonnoir hypothétique dont nous avons parlé soit bien droit sur sa pointe.

On peut dire qu'en rejetant la direction du vent comme contrôle de la théorie, toutes les théories, quelles qu'elles soient, se trouvent sapées. Il n'y a qu'à répondre ceci. L'inclinaison du vent vers le centre, qui est toujours faible, qui l'est d'autant plus qu'on s'élève davantage, sauf certains cas exceptionnels, représente l'accident. Nous verrons, du reste, qu'elle a son explication dans la théorie que nous adoptons, et qui, elle, s'appuie sur ce fait curieux, visible dans tous les cyclones, et incontesté de tous, de la disposition approximativement circulaire des vents autour du centre. C'est cette disposition à peu près circulaire, en contraste si évident avec la direction rectiligne des vents dans la région des alisés, qui fait le caractère essentiel du cyclone, et, je reviens à ce que je disais plus haut, ce qu'il y a à expliquer, c'est comment de ces courants rectilignes on peut faire dériver un mouvement giratoire.

188. Analogies avec les tourbillons des cours d'eau. — Or, c'est là précisément le spectacle que nous

donnent les tourbillons des cours d'eau, dont nous avons signalé plus haut les grossières analogies avec les cyclones, et qui sont en effet des rotations circulaires survenant au milieu d'un régime de vitesses rectilignes et parallèles. Ils surviennent, remarquons-le, dans un fluide homogène, de densité et de température constantes, ce qui empêche de faire intervenir aucun phénomène physique dans leur explication, qui est alors du ressort de la mécanique. Malheureusement cette mécanique des fluides est encore dans l'enfance. Les lois qu'elle a trouvées pour les gaz et les liquides, lorsqu'elle les suppose dénués de viscosité, restent muettes quand on les applique à l'état réel des choses, et il en sera ainsi tant que ces questions de viscosité et de frottement intérieur, dans les liquides et dans les gaz, n'auront pas été elles-mêmes étudiées à fond. En somme, la mécanique des fluides ne peut nous être d'aucun secours dans notre explication. Mais nous pouvons tourner un peu la difficulté, et si nous ne pouvons expliquer la formation du tourbillon, nous pouvons au moins le prendre tout fait, l'observer et l'étudier dans les circonstances de sa production et de sa marche, et voir si l'assimilation que nous avons esquissée se poursuit sur tous les points.

Or, quand on observe les tourbillons des cours d'eau, voici ce qu'il est facile de remarquer. Ils ont des régions favorites comme les cyclones, où ils se produisent et se reproduisent de préférence, et ces régions sont toutes celles où se trouvent en contact deux nappes d'eau animées de mouvements contraires, ou l'une mobile et l'autre immobile; par exemple derrière les piles de ponts (fig. 108), là où se produit le contact du courant

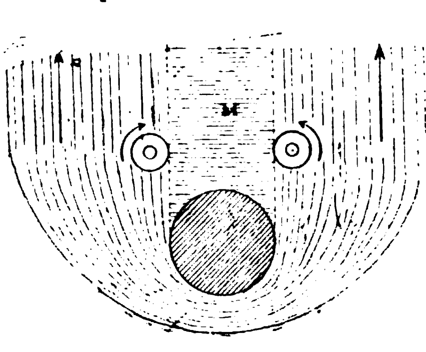


Fig. 108.

qui a passé sous l'arche avec la masse d'eau M relativement tranquille placée à l'arrière de la pile et protégée par elle; par exemple encore (fig. 109) sur les bords des rivières, de préférence celles où il y a de la profondeur, un courant rapide et sinueux, et où par conséquent les frottements sur les rives sont les plus accusés. Dans ce cas, les tourbillons apparaissent de préférence sur la rive concave, là où la vitesse du courant est la plus grande, et les frottements les plus accusés.

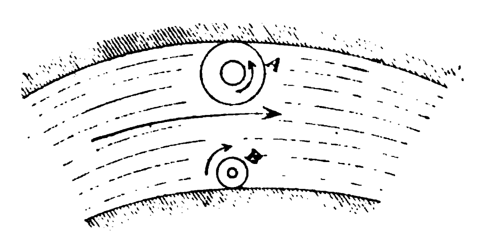


Fig. 109.

Comme les cyclones, les tourbillons ont un sens de rotation constante pour un même lieu de formation. Ce sens est celui dans lequel tournerait une roue hydraulique horizontale assujettie à tourner sur la rive ou sur la partie immobile de l'eau sous l'influence du courant. Il est indiqué par des flèches dans les deux figures qui précèdent, et dont la seconde traduit en outre, par l'inégalité des cercles représentés, l'inégalité de puissance des tourbillons sur la rive concave et la rive convexe.

Comme les cyclones, les tourbillons voyagent, et ont un bord dangereux et un bord maniable. On les voit quitter le point sur lequel ils se sont formés et être emportés par le courant qui les a engendrés. Mais on voit aussi qu'ils n'obéissent pas sans résistance à l'action de ce courant, et ne voyagent pas comme de simples épaves. Il semble qu'ils aient un mouvement à eux, et que la masse d'eau embrassée dans leur mouvement de rotation forme une espèce de tout solidaire, qui obéit à des lois spéciales et présente une certaine résistance à la destruction.

Enfin, comme les cyclones encore, le tourbillon peut transporter à distance et dépenser sur son fond tout ou partie de la force qui l'a produit. Les régions à tourbillons sont aussi celles des affouillements sur le fond. C'est ainsi

que les piles de ponts sont souvent menacées par l'arrière. Dans les inondations, là où un obstacle au courant a amené un tourbillon local et permis à l'eau de fouiller le sol, on trouve parfois des trous très profonds d'où la terre et les pierres ont été rejetées par des girations liquides rappelant, toutes proportions gardées, pour la puissance qu'elles déploient, les girations des plus forts cyclones.

189. — L'origine de cette puissance de poussée sur le fond est facile à saisir, si son mode de transmission est encore incertain. Le tourbillon commence par une petite dépression qui se creuse peu à peu, en même temps qu'elle s'élargit par le haut. Le mouvement spiraliforme dont elle est visiblement le siège, qui entraîne les corps flottants dans les petits tourbillons, et qui, dans les grands, saisit parfois le nageur de façon à lui faire courir des dangers, peut être considéré comme la combinaison d'un mouvement de chute le long des parois de l'entonnoir et d'un mouvement de rotation autour de l'axe. La loi exacte de la vitesse de ce dernier mouvement est inconnue; on sait seulement qu'elle va en s'accélérant d'autant plus qu'on s'enfonce davantage et que le rayon de giration est plus petit. C'est évidemment l'action de la force centrifuge résultant de cette vitesse de rotation qui fait équilibre à la pression hydrostatique à l'extérieur de la dépression, qui permet au tourbillon de se creuser et de se conserver quand il est formé. En outre, ce que l'observation révèle, et ce que confirme l'expérience des nageurs saisis par un tourbillon, c'est que le mouvement n'a lieu que sur une petite épaisseur à partir de la surface intérieure de l'entonnoir, et qu'à petite distance, l'eau peut être en repos complet, ou animée seulement de la vitesse du courant qui emporte le tourbillon.

Il est clair, d'après cela, en envisageant d'abord les choses en gros, que nous avons au bord de l'entonnoir, dans sa partie évasée, une masse d'eau considérable animée d'une faible vitesse, et que, par suite du mouvement giratoire, à mesure qu'on descend, la masse d'eau mise en mou-

vement diminue, mais sa vitesse augmente. Ce qui nous échappe, ce qui serait du ressort à la fois de la mécanique des fluides et de la physique moléculaire, c'est de savoir comment des masses d'eau animées de vitesses faibles rentrent au repos après avoir communiqué à une portion d'entre elles une vitesse supérieure. Mais nous n'avons pas absolument besoin de connaître le mécanisme pour conclure que la somme des forces vives en jeu sur le large pourtour de l'entonnoir doit se retrouver intacte ou à peu près intacte sur son fond étroit, puisque la seule perte théorique est celle consommée dans les frottements, très réduits dans les liquides et surtout dans les gaz. Si, sur ce fond, il y a une résistance, c'est là qu'elle se dépense, et voilà l'explication des affouillements des tourbillons des cours d'eau. Augmentez maintenant ce tourbillon dans les proportions d'un cyclone, et en passant de l'eau à l'air, dont la masse est plus faible, compensez et au delà la différence de masse en augmentant la vitesse, car il n'y a guère de fleuve courant aussi vite qu'un vent moyen, vous aurez une idée de l'immense quantité de force vive qui, dans le cyclone, peut se dépenser sur un étroit espace, et des désastres qui peuvent en résulter.

190. — Voilà le chapitre des ressemblances. Il explique, comme on peut voir, d'une façon suffisante, comment les cyclones éclatent toujours dans certaines régions, au voisinage des solstices et de la rétrogradation des alisés ou des changement de moussons; c'est le moment où, comme nous l'avons vu (171), les vents contraires dominent tour à tour dans l'atmosphère, et où les chances de choc ou de contact sont les plus grandes. On comprend aussi que, formés au milieu d'une situation régulière, ils aient un sens de rotation constant. On devine aussi pourquoi ils voyagent, emportés dans le courant qui les a produits. Enfin, on comprend qu'ils disparaissent et se comblent en s'élargissant, comme les tourbillons des cours d'eau, lorsque éloignés de leur lieu d'origine, et les causes qui les ont amenés ayant cessé

d'agir, les frottements intérieurs de la masse liquide ou gazeuse ont fini par absorber toute la force vive originairement mise en jeu.

191. Différences avec les tourbillons des cours d'eau. — Mais à côté de ces ressemblances, il y a des différences que nous devons envisager à leur tour. Je ne parle pas des différences de formes. Le tourbillon liquide ressemble à un entonnoir, parce qu'il a une surface libre. Si on superpose plusieurs liquides non miscibles de densités différentes, et si on produit un tourbillon dans la masse, on constate que chacun des liquides se creuse en entonnoir sur le contour du tourbillon, et laisse une cavité qui est remplie par le liquide supérieur. Il en va ainsi dans l'atmosphère, si ce n'est qu'il n'y a nulle part de liquide supérieur, et qu'à toutes les hauteurs le vide que laisse au centre du cyclone l'air rejeté vers l'extérieur est rempli par de l'air plus léger puisé à un niveau supérieur. Ce qui constitue un tourbillon, ce n'est pas la forme de sa surface, qui est une résultante, c'est la vitesse de rotation rejetant vers l'extérieur les masses d'eau ou d'air puisées au centre, et y laissant un vide qui est rempli par un fluide moins dense que celui du pourtour. Or cela, nous l'avons dans les tourbillons gazeux comme dans les tourbillons liquides.

192. — Il y a une difficulté plus grave. Les tourbillons produits derrière les piles de ponts se font toujours (fig. 108) à droite et à gauche de la nappe d'eau immobile, et, suivant la règle du § 188, y tournent en sens inverse. De même pour les tourbillons produits sur les deux rives d'un fleuve. Les uns, ceux de la rive concave, peuvent bien être plus forts que les autres, et même exister seuls, si sur la rive convexe le mouvement est assez lent; mais ce sont là des conditions exceptionnelles ne permettant pas de comprendre comment il n'y a jamais, dans une région donnée, qu'une seule espèce de cyclones, où le vent tourne toujours dans la même direction. Si le cyclone est dû au frottement de deux vents con-

traires, qui, au moment de la transition, se balancent à peu près comme intensité, pourquoi n'y a-t-il pas, en même temps que des cyclones directs et s'éloignant de l'équateur, des cyclones inverses qui s'en rapprochent?

Notons tout de suite qu'il y a de ces derniers cyclones. On en trouve sur les listes de Redfield, de Reid, de Piddington, qui, au lieu de marcher comme les autres vers le N.-W., au début de leur carrière, marchent au S.-W. Mais ils sont rares, leurs trajectoires sont peu inclinées vers le Sud. Ils sont à l'état d'exception confirmant la règle, et nous devons nous demander pourquoi la règle existe.

En remarquant qu'elle n'existe pas pour les liquides et les mouvements tourbillonnaires qu'on y constate, tandis qu'elle se vérifie presque constamment pour ceux de l'air, on est conduit à chercher s'il n'y aurait pas une intervention du mouvement de la terre. Un tourbillon a un commencement, un milieu et une fin, et quand il a les dimensions d'un cyclone, quand il couvre plusieurs centaines de kilomètres carrés, on ne peut guère se le représenter comme le résultat du frottement de deux masses d'air en contact. Ce frottement est évidemment la cause originelle, mais cette cause ne peut que provoquer le déclanchement d'un mécanisme plus puissant qu'on ne saurait chercher, si on ne veut pas faire intervenir les influences cosmiques, en dehors de la vapeur d'eau.

193. — C'est un fait connu que les cyclones s'accompagnent d'ordinaire de pluies abondantes. L'un d'eux a donné 60 pouces d'eau en 24 heures. Pour nous représenter l'effet d'une de ces condensations, supposons qu'elle se produise subitement, sous l'influence d'un mélange avec l'air froid venu des hauteurs, dans un cylindre vertical, figure 110. Il en résultera dans ce cylindre une variation de pression qui appellera l'air de tous les

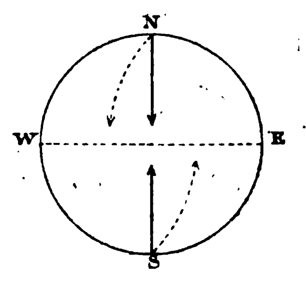


Fig. 110.

points du pourtour. Or, si ce cylindre a un diamètre comparable à celui de la terre, ce qui est toujours le cas, non pas pour la partie inférieure du cyclone, mais pour l'entonnoir supérieur, il est facile de voir que l'air venant du Nord étant entraîné vers l'Ouest comme les alisés, celui venant du Sud étant entraîné vers l'Est comme les contre-alisés, toute la partie comprise au-dessus du diamètre W.-E. va être déviée vers l'Ouest, toute la partie Sud vers l'Est. Les masses d'air qui vont affluer à l'intérieur du cylindre pour y combler le vide produit prendront donc, dans l'hémisphère Nord, une rotation de même sens que les cyclones. Ceci revient à dire que, dans l'hémisphère Nord, le mouvement de la terre favorise les rotations inverses, et contrarie les rotations directes. Si ces rotations directes se produisent sous l'influence des courants aériens, elles tendent à s'effacer dès qu'elles mettent en jeu la vapeur d'eau et deviennent importantes. Au contraire, les autres peuvent s'agrandir et s'augmenter chemin faisant par les condensations qu'elles amènent et qui ajoutent à leur vitesse de rotation, jusqu'au moment où, arrivées dans les latitudes tempérées, sur les continents, et la vapeur d'eau se faisant plus rare, elles s'éteignent comme les tourbillons des cours d'eau dans un liquide homogène.

Cette *nourriture* continue du cyclone à mouvement inverse peut aussi servir à expliquer la persistance de sa puissance et de sa durée, car il y en a qui durent plusieurs jours, tandis que les tourbillons des liquides sont toujours éphémères. Je n'ai pas besoin de faire remarquer que le même raisonnement s'applique à l'hémisphère Sud.

194. — Enfin, il y a dans l'histoire des cyclones un dernier point qui est tout à fait inexpliqué : c'est la forme parabolique de leur trajectoire. On s'explique assez bien qu'ils finissent par prendre la direction S.-W, s'ils sont produits ou saisis à un moment quelconque par le courant des contre-alisés qui les emporte dans ce sens ; mais ce qui ne se comprend pas, c'est en vertu de quelles forces, dans la première partie de leur trajectoire, ils marchent au N.-W., et coupent

presque à angle droit la trajectoire normale des alisés. Le problème a un peu changé de face depuis que M. Loomis a montré qu'ils étaient en général suivis, dans la région qu'ils avaient visitée, par un vent de même direction qu'eux et dépourvu de tout caractère cyclonique. Il est clair que c'est ce vent qui les a d'abord emportés, et n'a été sensible à la surface du sol qu'après leur passage ; mais la difficulté n'est que reculée, car il reste alors à expliquer l'apparition de ce vent du S.-E. dans des régions où les vents régnants ont une direction toute différente. Le changement de la mousson joue certainement un rôle dans le phénomène : mais lequel? C'est un point qui réclame de nouvelles études.

CHAPITRE XIX

CIRCULATION AÉRIENNE DES RÉGIONS TEMPÉRÉES

195. Circulation de l'Atlantique. — Les régions tempérées ont une circulation qu'il faut bien distinguer de celle des régions tropicales, bien qu'elle en soit en quelque sorte la fille, et reproduise quelques-uns de ses traits principaux. Mais elle est différente au fond. Pour nous en faire une idée, étudions-la d'abord dans la région qu'on connaît le mieux, dans l'océan Atlantique. Nous avons indiqué (168) la limite Sud, variable suivant les saisons, de l'alisé N.-E. qui borde la zone des calmes. La largeur de la bande occupée par cet alisé est elle-même de 6 à 800 kilomètres, et son bord supérieur, qui est la limite vers le Nord de la région des alisés, vient presque toucher les Açores en été, en hiver descend un peu au Sud des îles Canaries. D'après Maury, cette limite est en moyenne en hiver vers le 25e degré de latitude, et en été vers le 30e.

La frange des alisés subit donc une double oscillation annuelle, et il en est de même de celle des contre-alisés qui la surmonte. La surface de séparation de ces deux vents étant une surface inclinée, puisque le contre-alisé descend (157) en s'éloignant de l'équateur, celui-ci devra, pour une même région, être plus bas dans l'atmosphère en hiver qu'en été. C'est ce que M. Piazzi-Smith a parfaitement observé à Ténériffe sur les flancs du pic de Teyde. En hiver, le contre-alisé du S.-O., qu'on trouve toute l'année au haut du pic, descend jusqu'à 2,700 mètres environ, tandis que sur les parties basses de l'île, l'alisé du N.-E. souffle

avec sa régularité habituelle, emportant de grandes nappes de nuages. Entre le courant d'en haut et celui du bas, existe une zone de calmes relatifs, où l'air est pur et sans nuages. Lors du printemps, une bataille s'engage entre les deux courants, et après des alternatives variables et des pluies abondantes le contre-alisé est refoulé dans les hauteurs (fig. 111) sans pourtant jamais abandonner la cime qui s'élève à 3,675 mètres.

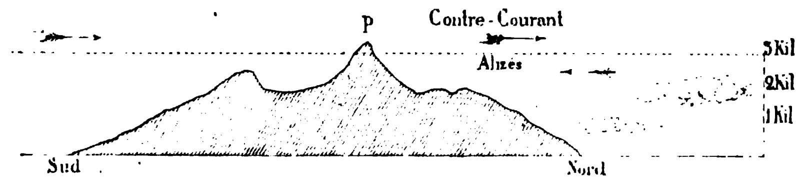


Fig. 111.

En continuant à s'abaisser, le contre-alisé gagne le voisinage du sol, et une partie de l'air qu'il rapporte est repris en effet pour l'alimentation des alisés; mais nous savons, d'un autre côté (153), que la circulation générale des vents, sous l'action de la chaleur solaire, ne saurait être bornée à la bande équatoriale. Celle-ci a ses deux couches de vents coulant dans des lits superposés, parce que ces lits ont partout la même largeur, la bande pouvant être considérée comme un large ruban entourant la terre; mais, quand on se rapproche davantage des pôles, soit vers le Nord, soit vers le Sud, les méridiens se resserrent, le lit des courants qui s'éloignent de l'équateur devient de plus en plus étroit, celui des courants de sens inverse s'élargit. On ne peut donc plus avoir la belle régularité qu'on trouve dans les régions équatoriales, et au lieu d'un grand courant du S.-W. superposé à un grand courant du N.-E., nous allons trouver qu'il se fait un partage à l'amiable de l'atmosphère, dont certaines parties sont réservées de préférence au courant d'aller, les autres au courant de retour. Ce qui est intéressant ici, c'est de rechercher les causes physiques qui président à ce partage amiable. Nous allons voir que c'est la configuration

géographique qui intervient, et que dans l'hémisphère Sud, où il n'y a presque que des mers, la circulation des régions tempérées est tout autre que sur l'hémisphère Nord, où nous avons deux grands continents compris entre le Pacifique et l'Atlantique. Occupons-nous d'abord de ce dernier.

Nous avons là, comme on sait, la grande nappe d'eaux chaudes étendues par le Gulf-stream, dont le refroidissement se fait surtout dans les régions tempérées, et qui échauffent l'air à leur contact. Prenons le moment où la différence de température de l'air qui repose sur la mer, et de celui qui repose sur le sol, est la plus grande, c'est-à-dire l'hiver. Nous aurons alors évidemment sur l'Atlantique, et de préférence sur la portion recouverte par le Gulf-stream, une couche de maximum d'échauffement représentée, nous verrons bientôt pourquoi, sur la figure 112, par une série de courbes à traits qui sont des isobares au-dessous de 760, et d'où l'air tendra (167) à se déverser dans toutes les directions.

Cette couche, dont l'excédent de température sur les couches à la même latitude vient du contact avec les eaux de la mer, est naturellement peu épaisse, de sorte que l'air qui s'en écoule par en haut, au lieu de passer, comme le contre-alisé, hors de notre portée, est voisin de la surface du sol.

Cet écoulement ne peut d'ailleurs se faire également dans toutes les directions, à raison précisément de l'existence des contre-alisés qui, revenus à la surface du sol dans la zone tempérée, vers le 30e ou le 35e degré de latitude, y apportent la vitesse S.-W. dont ils sont animés, et qui, au lieu de diminuer, tend à augmenter (154) à raison de la décroissance de plus en plus rapide du rayon des parallèles de latitude. Ce contre-alisé contrarie évidemment l'écoulement qui tendrait à se faire du côté du S.-W., favorise au contraire celui qui se dirigerait vers l'Est, et, sous son influence, combinée à celle de la nappe chaude du Gulf-stream, on voit, en effet, se manifester, surtout en hiver, un puissant courant aérien venant du S.-W., apportant avec lui de la chaleur et de l'humidité qu'il déverse sous forme de pluies, à mesure

qu'il s'avance vers le Nord. Après avoir alimenté les grands lacs de la Suède et du Nord de la Russie, il tourne à l'Est, et longe pendant quelque temps, par le Nord, le continent asiatique.

Mais ce courant chaud, qui transporte des masses énormes d'air vers le Nord, doit avoir une contre-partie. Comme pour le Gulf-stream, le courant de retour vient de plusieurs sources. Il y a d'abord une partie du courant d'aller lui-même qui, à mi-chemin, reprend sa course du N.-E. au S.-W. à travers l'Europe-Asie, circulant de préférence de la mer du Nord ou de la Russie à la Caspienne et à l'Est de la Méditerranée. Quand il revient, il se réchauffe peu à peu; mais comme il a déposé son humidité, et qu'il ne rencontre guère sur son passage que des continents secs, son facteur d'évaporation (127) augmente. Il passe à l'état de vent froid et desséchant. De là la guirlande de déserts qui accompagne son parcours sur le Turkestan, l'Arabie et le Sahara jusqu'au moment où ce courant, rentré dans le courant des alisés, et par suite des contre-alisés, peut être considéré comme revenu à son point de départ. Une autre portion du courant pousse plus loin en Asie, et revient par les déserts de Gobi et de la Mongolie. Nous la retrouverons bientôt.

Ce courant de retour peut être considéré comme faisant équilibre à la portion de notre courant d'aller qui est faite du contre-alisé. La portion qui résulte du déversement de l'air échauffé par le Gulf-stream a, à son tour, une contre-partie. Le circuit au travers de l'Asie que nous venons de décrire, entoure comme une anse une mer de Sargasse, où l'air est en repos relatif, dont la température est basse, puisque nous nous sommes supposés en hiver, et où la vapeur d'eau est peu abondante, parce que toute masse d'air reposant sur le sol, en hiver, lui abandonne peu à peu son humidité : nous verrons bientôt par quel mécanisme. Cette masse d'air dense, représentée sur la figure 112 par des courbes isobares supérieures à 760, joue, par rapport à la masse d'air chaud et humide qui recouvre l'océan Atlantique, son rôle ordinaire. Elle s'écroule constamment par sa base dans le fleuve qui l'entoure, surtout du côté où la différence de température est

la plus grande, c'est-à-dire du côté de l'Ouest, tandis qu'elle se reconstitue par l'air froid qu'elle reçoit à l'Est par le courant de retour, et encore par les nappes d'écoulement qui, sans emprunter leur lit au grand circuit que nous avons décrit, se déversent constamment par le haut sur la région froide.

196. Courant équatorial et Ilot des calmes. — Nous pouvons donc nous représenter le continent europasiatique comme recouvert pendant l'hiver d'une calotte d'air calme, froid et sec, parce qu'il repose sur le sol. C'est cette calotte qu'on voit se traduire par des isobares de degré supérieur à 760, sur la figure 112, qui donne la position moyenne des isobares en janvier, d'après M. Teisserenc de Bort. Elle couvre toute l'Europe; on en trouve une pareille, mais moins prononcée, sur l'Amérique. Celle de l'Europe est naturellement la plus considérable des deux. Elle est contournée par un courant d'air qui, au départ, est rapide, chaud et humide, qui se refrodit et s'allège de ses pluies à mesure qu'il s'élève et s'enfonce dans le Nord, et qui, revenant sous forme de courant d'air froid, contourne plus ou moins loin dans l'Est, ou même coupe en deux, vers les confins de l'Europe et de l'Asie, la masse d'air qui recouvre ces deux portions du globe. Pour rappeler à la fois sa position au milieu d'un courant et son principal caractère de ne présenter que des vents faibles et indécis, nous appellerons cette masse d'air *Ilot des calmes*. Le courant lui-même, qui est une branche, directe par le contre-alisé, indirecte par le Gulf-stream, de la circulation équatoriale, portera le nom de *courant équatorial* dans lequel nous distinguerons une *branche ascendante, transverse,* et *descendante* ou de retour.

197. Changement de climat suivant la saison, pour une même position du courant et de l'Ilot. — Il est clair que les régions recouvertes par le courant et par l'Ilot n'auront pas au même moment le même climat. L'hiver sera sec et très froid dans les régions recouvertes par l'Ilot, parce que la vapeur d'eau y étant rare, le

ciel clair, et les nuits étant plus longues que les jours, le rayonnement nocturne n'aura qu'une contre-partie insuffisante dans le rayonnement solaire journalier. Ce sont là les hivers ordinaires de la Russie. Au contraire, dans la branche ascendante du courant équatorial, la saison sera douce et humide, les pluies plus ou moins abondantes, le ciel couvert ou brumeux. C'est l'hiver ordinaires des îles anglaises et quelquefois le nôtre. Dans la branche de retour de ce courant, dont l'air est sec et froid comme celui de l'Ilot, plus sec même et plus froid, car il revient du Nord, à l'hiver de l'Ilot viendra se joindre l'effet du vent, qui le rendra plus dur encore.

Supposons maintenant que la même situation se produise pendant l'été, ce qui, nous le verrons, arrive quelquefois. Les caractères météorologiques seront tout autres. L'été sera très chaud et très sec sous l'Ilot, parce que les jours étant devenus beaucoup plus longs que les nuits, le gain journalier de chaleur compensera et au delà la perte nocturne. Par contre, la branche ascendante du courant, dont la température n'est guère différente l'été de ce qu'elle est l'hiver, donnera aux régions qu'elle recouvrira un été froid et pluvieux.

198. Changements du courant et de l'Ilot suivant les saisons. — Voilà un exemple des variations qu'un changement de saison peut produire dans un même pays et pour une même situation atmosphérique. Mais il faut ajouter tout de suite que la situation que nous avons dépeinte en dernier lieu n'est pas la situation normale, ou, si on veut, la situation moyenne de l'été. Pendant cette saison, le continent est plus chaud que la mer; c'est sur les continents qu'est la couche de maximum d'échauffement et de pression minimum. C'est, au contraire, sur la mer qu'est la couche relativement froide. Cette différence saute aux yeux par la simple comparaison des deux figures 112 et 113 qui donnent les positions moyennes des isobares pour janvier et juillet. En été, dans l'hémisphère Nord, le déversement par le haut a lieu du conti-

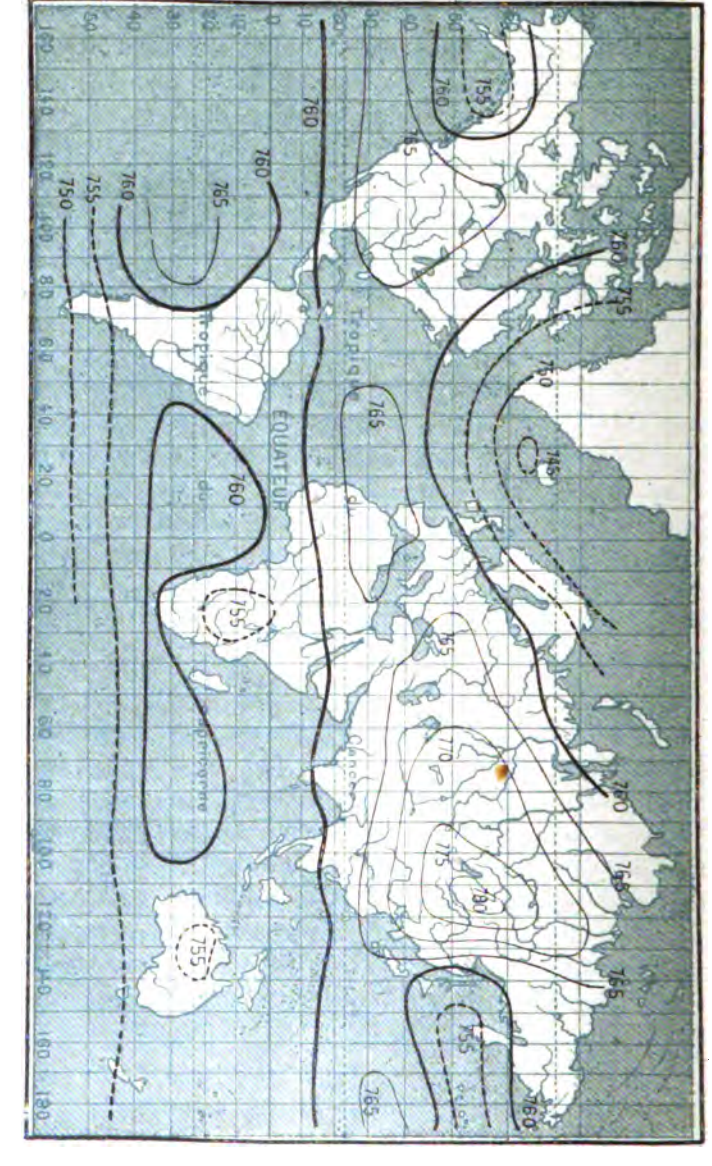


Fig. 112. Isobares moyennes de janvier, d'après M. L. Teisserenc de Bort.

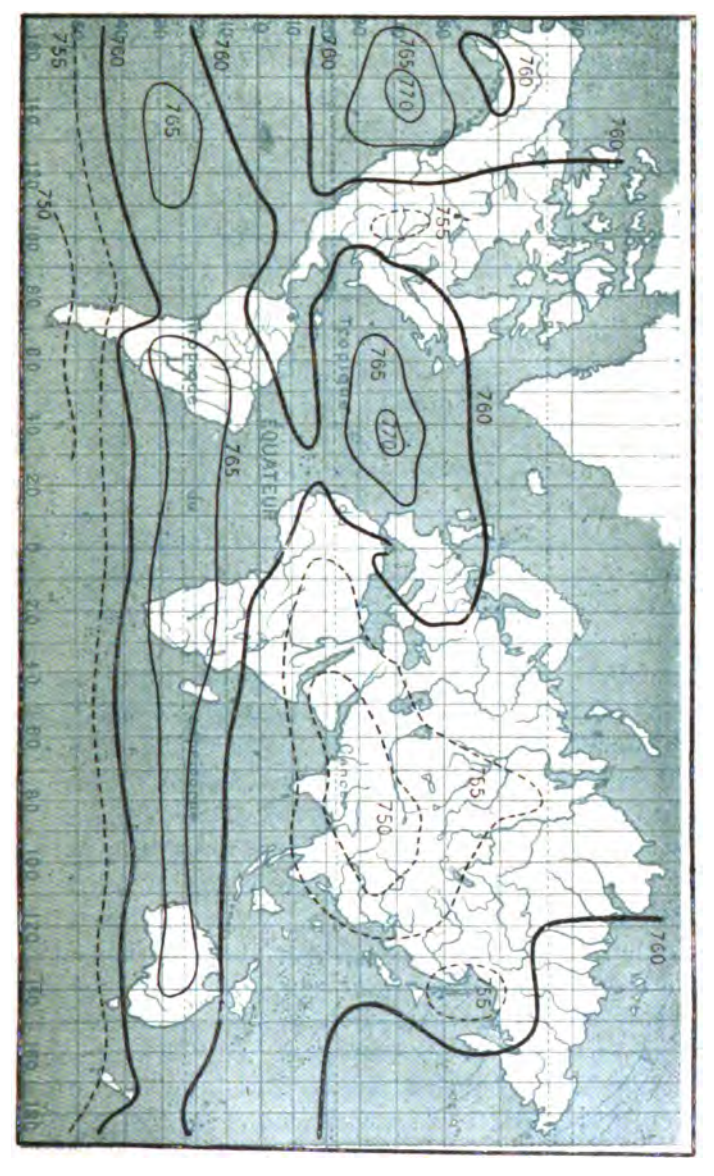


Fig. 113. Isobares moyennes de juillet, d'après M. Teisserenc de Bort.

nent à la mer voisine, située à son orient, c'est-à-dire de l'Europe-Asie sur le Pacifique, et de l'Amérique sur l'Atlantique. Il y aura encore ici un courant et un îlot. Toutefois, les caractères différentiels de ces deux régions sont moins accusés qu'en hiver, pour deux raisons, dont la première est que les différences de température sont plus faibles, et la seconde que la vapeur d'eau, au lieu d'agir comme en hiver, dans le même sens que la différence de température, agit en sens inverse, la source de vapeur étant plus abondante pour l'îlot d'air froid placé sur la mer, que pour la couche d'air chaud qui repose sur le continent.

199. Circulation sur le Pacifique. — Ce que nous venons de dire de l'Atlantique nous permet d'être brefs à propos de l'océan Pacifique. Ici, les mêmes causes vont produire les mêmes effets. Mais les causes sont moins actives. Le Kuro-Siwo ne vaut pas le Gulf-stream; la température moyenne de l'eau et de l'air est plus faible pendant l'hiver, à latitude égale, sur le Pacifique que sur l'Atlantique. La couche de maximum d'échauffement sera aussi plus froide, et aura une pression plus forte que sur l'Atlantique. La circulation de la mer au continent et la circulation de retour seront moins actives. Mais elles se feront de la même façon. On retrouve, en effet, ici un courant aérien chaud et humide qui inonde de pluies les côtes occidentales de l'Amérique entre le 40e et le 60e degré de latitude, et qui, après avoir franchi les montagnes Rocheuses, alimente encore les grands fleuves et les lacs immenses du Canada et de l'Amérique du Nord. On le retrouve circulant à l'état de vent d'Ouest dans l'Amérique Polaire. Parti avec une moindre impulsion, n'ayant comme barrière qu'un continent beaucoup plus étroit, il rétrograde plus tôt vers le Sud que son congénère d'Europe, et on le retrouve en effet à l'état de vent sec et froid dans toute la vallée du Mississipi et jusqu'au Nord du golfe du Mexique, où il produit ces coups de *Norte*, si redoutés des navigateurs.

Dans ce circuit, il contourne une zone d'air froid, de

vents faibles et de hautes pressions qui est l'Ilot américain des calmes. Il y a d'ailleurs, d'une manière générale, entre l'Ilot et le courant, les mêmes relations que celles que nous avons indiquées plus haut pour l'Europe-Asie. Enfin, l'été, la situation est inverse. C'est sur le Pacifique que sont les hautes pressions et les basses sur le continent.

200. Circulation générale dans l'hémisphère Nord. — En résumant ce que nous venons de voir, et en nous bornant aux situations d'hiver qui sont les plus nettes, on voit que l'Atlantique et l'Europe-Asie sont liées par une circulation commune, et que, lorsque le courant de retour va le plus loin, il longe du N.-E. au S.-W. la côte orientale de l'Asie. Il circule alors à faible distance de la branche ascendante du courant équatorial du Pacifique, qui embrasse dans un circuit commun cet océan et l'Amérique du Nord, et qui, en redescendant vers le Sud, circule à son tour le long de la côte orientale de l'Amérique, à petite distance de la branche ascendante du courant équatorial de l'Europe-Asie.

On pourrait dire que les conclusions ci-dessus reposent sur l'étude de la position moyenne des isobares, et que ces mots, position moyenne des isobares, n'ont par eux-mêmes aucune signification. Le calcul des moyennes, appliqué à rassembler dans une image commune les aspects si variés que présentent les isobares d'un jour à l'autre, dans le cours d'une saison, revient en effet à prendre une centaine d'images sur une même plaque photographique, et à chercher ce que donne leur superposition. Il est clair que tous les détails particuliers, physionomiques, s'effacent, et qu'on voit disparaître une foule de notions précieuses sur les diverses positions successives que peuvent prendre, de jour en jour, les zones de haute et de basse pression. Qu'est-ce, dira-t-on, que la moyenne des positions d'une table et de quatre chaises pendant l'hiver, dans un salon fréquenté? Il ne faut pas faire fi de l'objection. Il est clair que si la table et les chaises, je veux dire notre îlot et le courant qui l'entoure, pouvaient occuper des positions quelconques sur la

carte, la superposition de leurs images ne produirait que confusion. Mais s'ils sont de préférence en hiver d'un côté, en été de l'autre, on s'en apercevra dans les moyennes, et, à la condition de ne voir dans ces moyennes que des chiffres tout à fait artificiels, sans corps, et de ne pas leur demander plus que les notions vagues qu'ils peuvent fournir, on peut pourtant, et nous avons pu en tirer en effet quelques renseignements généraux. La figure 114 montre du reste que l'on peut retrouver dans la réalité des cas de distribution de l'îlot et du courant aussi nets que les cas schématiques que nous avons envisagés jusqu'ici. Nous en retrouverons bientôt d'autres.

201. Perturbations. — Il est clair, pour nous borner à ce schéma, qu'une situation aussi complexe ne pourrait prétendre à une grande stabilité. La force impulsive de ces courants dépendant, en partie au moins, de différences de température, est constamment variable. D'un autre côté, les îlots qu'ils contournent ont des rives aériennes que les courants entament et effrangent à chaque instant. Ces mêmes îlots ne sont pas immobiles; soit qu'ils se déplacent sous l'impulsion des courants qui les heurtent, soit qu'ils se reforment dans les régions où ils n'existaient pas et où la succession des saisons ramène les conditions suffisantes de leur production, ils sont à l'état de mouvement incessant. L'énorme îlot qui recouvre l'Europe-Asie pendant l'hiver disparaît quelquefois, submergé ou disloqué en quelques jours, au moment des équinoxes; puis on le voit se reformer ailleurs. Et je n'ai pas encore parlé de situations plus complexes, tellement fréquentes qu'elles sont presque le cas général, dans lesquelles l'atmosphère, au lieu d'être partagée ainsi en un Gulf-stream et une mer de Sargasse, est formée de couches superposées d'air chaud et d'air froid animées de vitesses différentes, et imbriquées comme les feuillets d'un livre. Mais nous ne sommes pas prêts à aborder ce détail. Je me borne à faire remarquer pour le moment le rôle important que joue dans cette circulation aérienne la distribution des terres et des mers dans

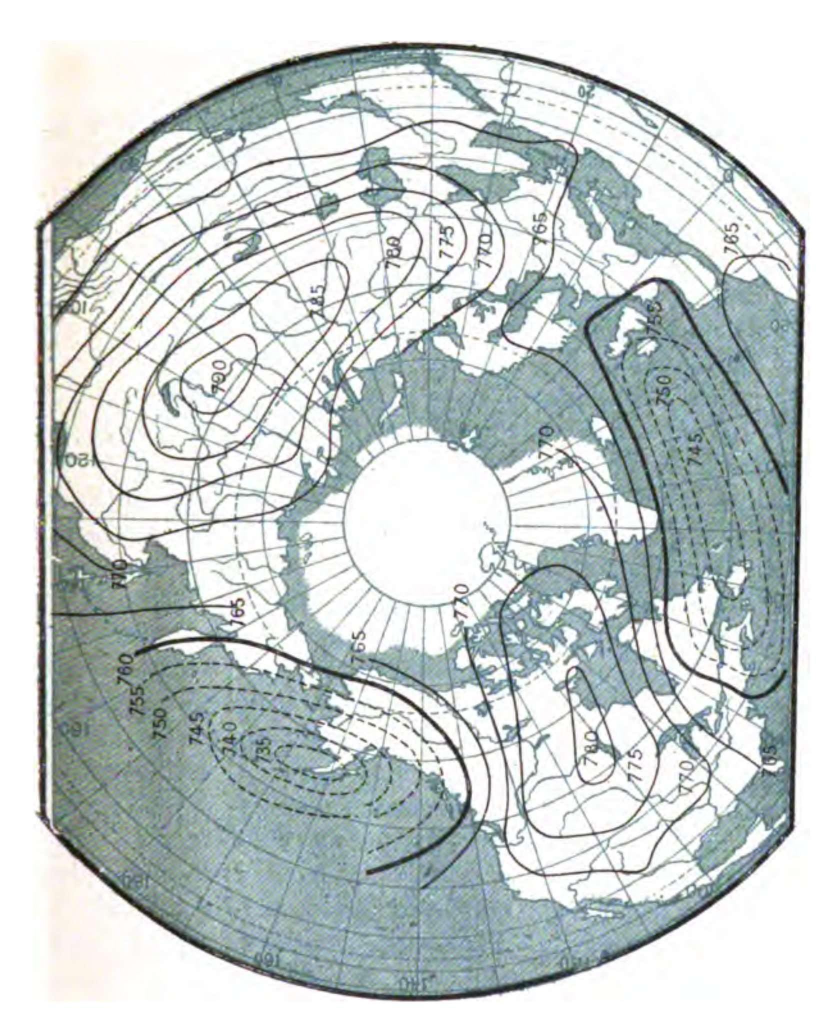


Fig. 114. ***Isobares du 15 décembre* 1882.**

Les deux océans sont couverts par deux zones de basses pressions, et les deux continents Européasiatique et Américain par deux Ilots de calmes qui en suivent presque exactement les contours. Au centre de ces deux Ilots les pressions sont très élevées, et c'est dans le plus grand des deux qu'elles le sont le plus, ce qui est le cas ordinaire. Ce qui est rare, en échange, c'est de voir aussi nettement séparées et aussi distinctes les quatre régions de hautes et de basses pressions.

l'hémisphère Nord. On peut dire en gros que tout ce que nous retrouvons là, c'est le phénomène des moussons, avec un plus haut degré d'irrégularité et d'instabilité.

202. Circulation générale dans l'hémisphère Sud. — On peut encore se rendre compte de cette influence de la distribution des terres et des mers en examinant en gros la situation de l'hémisphère Sud, où les mers dominent. Je laisse de côté la portion de l'Atlantique comprise entre l'Amérique du Sud et l'Afrique, et les deux moitiés de l'océan Pacifique, à l'Est et à l'Ouest de la Nouvelle-Hollande. Nous y retrouverions des courants aériens plus ou moins bien dessinés, et suivant en hiver le trajet des courants chauds de ces mers, comme le font les courants aériens des mêmes mers au Nord de l'équateur. Mais à partir du 40e degré de latitude Sud, c'est l'Océan sans bornes, à peine entamé par la pointe Sud de l'Amérique. Or, là, les *cartes pilotes* de Maury indiquent une prédominance générale des vents d'Ouest, sans changements sensibles suivant les saisons, et faisant que les voiliers qui vont d'Amérique en Australie ont intérêt, à toute époque, à y aller par l'Est et à revenir par l'Ouest. Ce grand courant est parallèle aux isobares que les cartes météorologiques 112 et 113 nous montrent dans cette région courant parallèlement à l'équateur, sans inflexions sensibles, et par degrés décroissant à mesure qu'on s'approche du pôle. C'est la direction que doit finir par prendre le contre-alisé du N.-W. à mesure qu'il aborde des latitudes plus voisines du pôle, et lorsqu'il n'est pas troublé dans sa marche par les différences d'altitude et de température qu'amène la distribution des continents et des mers sur son parcours. Cette circulation de l'Ouest à l'Est n'est pas absente dans l'hémisphère Nord, nous avons signalé des vents d'Ouest au Nord de l'Asie et de l'Amérique, mais elle est et doit être moins régulière que dans l'hémisphère Sud.

Dans l'esquisse que nous venons de tracer de cette circulation générale, nous avons dû nous contenter d'affirmer en donnant nos raisons. Nous n'avons pas fourni de preuves.

C'est ce qui nous reste maintenant à faire en apprenant à reconnaître, au moyen des instruments météorologiques, les positions sans cesse variables de nos courants et de nos îlots de calmes. Cette étude faite, nous pourrons aborder fructueusement l'examen des situations compliquées que peut créer la superposition locale du courant et de l'îlot, de même que leur imbrication à l'état de feuillets d'un livre.

CHAPITRE XX

VARIATIONS BAROMÉTRIQUES

203. Le baromètre est par excellence l'instrument de sondage de l'atmosphère, et celui qui nous donne les plus lointaines indications. Aussi est-ce par lui que nous commencerons. Quand on ne lui demande que des indications générales, quand on veut savoir seulement s'il monte, c'est-à-dire si l'Ilot des calmes le recouvre, ou s'il descend, c'est-à-dire s'il est plus ou moins dans le courant équatorial, s'il promet par conséquent le beau temps ou la pluie, on peut se contenter d'observer sa marche sans se préoccuper de la valeur absolue des hauteurs du mercure. On peut même dire que pour ces conditions, qui sont les conditions usuelles, et desquelles, comme nous le verrons, on peut tirer beaucoup, un baromètre à tube étroit et un peu paresseux est supérieur aux autres. Un petit coup sur le baromètre au moment où on le consulte fait descendre ou monter la colonne, et renseigne de suite sur le sens de sa marche depuis la dernière observation. C'est pitié de voir tant de gens, qui pourraient faire de ces indications un utile emploi, se priver de baromètre parce qu'ils ne croient qu'à celui qui donne le cinquantième ou le centième de millimètre. Neuf fois sur dix, cette précision est superflue, et quand elle paraît utile, elle est souvent illusoire, comme nous le verrons.

Il y a pourtant des cas où la hauteur lue sur le baromètre ne peut pas être acceptée comme telle. A une même situation de l'atmosphère et à une même pression barométrique en un même lieu peuvent, en effet, correspondre des

lectures différentes, suivant que le mercure du baromètre sera plus ou moins chaud et par suite moins ou plus dense, que l'échelle qui porte les divisions sera plus ou moins dilatée. Il faut donc, si on veut, dans les hauteurs lues, distinguer celles qui sont identiques, les exprimer en hauteur de mercure à 0°, lue sur une échelle à 0°, si c'est à 0°, comme il arrive d'ordinaire, que les divisions de l'échelle sont exactement des millimètres.

204. Corrections barométriques. — Ces corrections peuvent se faire facilement. Soit en effet h (fig. 115) la lecture barométrique, c'est-à-dire la division de l'échelle trouvée, au moyen du vernier, juste à la hauteur du sommet du ménisque. Soit t la température du mercure. Si le mercure tombait seul à 0°, la hauteur nécessaire pour faire équilibre à la même pression serait moindre, le sommet du ménisque arriverait sur l'échelle à la hauteur h_0, et on aurait (21) :



Fig. 115.

$$\frac{h_0}{h} = \frac{d}{d_0}$$

en appelant d_0 et d les densités du mercure à 0° et à $t°$. Or, en appelant v_0 et v les volumes d'une même masse à ces deux températures, on a :

$$vd = v_0 d_0 \quad \text{d'où} \quad \frac{d}{d_0} = \frac{v_0}{v} = \frac{1}{1 + \alpha t}$$

en appelant α le coefficient de dilatation absolue du mercure ; il en résulte :

$$\frac{h_0}{h} = \frac{1}{1 + \alpha t} \quad \text{d'où} \quad h_0 = \frac{h}{1 + \alpha t}.$$

Mais cette division h_0 est à son tour supposée lue sur une échelle dilatée, dont les divisions, qui ne sont des millimètres qu'à 0°, sont trop longues. Il y en donc trop peu dans la longueur h_0. Si l'échelle se contractait jusqu'à 0°, ce serait

une certaine division H_0 qui descendrait au niveau h_0 du mercure supposé ramené à 0°, et la longueur H_0, à partir du zéro, représenterait alors des millimètres. La longueur à trouver H_0 représente donc actuellement la longueur h_0 dilatée de 0 à $t°$, on a donc :

$$H_0 = h_0 (1 + Kt)$$

d'où, en remplaçant h_0 par sa valeur,

$$H_0 = h \frac{1 + Kt}{1 + \alpha t}.$$

Cette formule exacte, mais incommode pour l'usage, peut être remplacée par une autre presque aussi exacte mais plus simple. En ajoutant et retranchant αt au numérateur de la fraction, on a :

$$H_0 = h \frac{1 + Kt}{1 + \alpha t} = h \frac{1 + \alpha t + (K - \alpha)t}{1 + \alpha t} = h - h \frac{(\alpha - K)t}{1 + \alpha t}$$

ce qui revient, en prenant pour dénominateur de la fraction 1 au lieu de $(1 + \alpha t)$ qui n'en diffère que très peu,

$$H_0 = h - h(\alpha - K)t.$$

Il suffit donc, pour avoir la hauteur H_0 réduite à 0, de retrancher de la hauteur lue h le produit de cette même hauteur par un facteur $(\alpha - K)t$ qui ne varie qu'avec t. Rien n'empêche d'avoir des tables à double entrée, donnant toute faite la correction, qu'on trouve à l'intersection de la colonne correspondant à la hauteur h avec la colonne correspondant à la température t.

Nous n'avons pas parlé de la correction capillaire. Nous savons, en effet (47), qu'à moins qu'on ne prenne un tube très large, la colonne mercurielle s'y tient plus bas qu'il ne faudrait, et que la dépression dépend à la fois du diamètre des tubes et de la flèche du ménisque, qui n'est pas toujours le même, et qui est plus surélevé lorsque le mercure monte que lorsqu'il descend. Cette correction se fait aussi à l'aide

de tables numériques à double entrée, dont les éléments ont été fournis par l'expérience.

Nous laissons pour le moment de côté, pour y revenir tout à l'heure, une troisième correction, celle de l'altitude, parce que celles-ci nous suffisent pour le moment. Ces hauteurs barométriques que nous venons d'amener à être comparables, il faut maintenant les mettre en rapport avec leurs causes. Nous pouvons le faire brièvement en rappelant les notions que nous possédons.

205. Causes des variations barométriques. — Nous savons (23) que pour tout ce qui regarde la pression exercée sur le sol, nous avons le droit de remplacer l'atmosphère par une couche homogène de densité constante de bas en haut, et ayant, si elle est formée d'air, une hauteur de 8 kilomètres environ. Soit SA (fig. 116) la hauteur, et AB la limite supérieure de cette atmosphère fictive. L'air sec et la vapeur d'eau qui y sont mélangés exercent chacun leur part de pression, suivant les lois du mélange des gaz et des vapeurs, absolument comme s'ils étaient superposés, c'est-à-dire comme si en MS il n'y avait que de l'air sec, et en AM de la vapeur d'eau. Dans la hauteur du baromètre placé en b, il faut donc faire une part à la pression f de la vapeur d'eau et à la pression $H-f$ de l'air sec. f peut aller, suivant le climat et la saison, jusqu'à 15 ou 20 millimètres, c'est-à-dire jusqu'à 2 ou 3 pour cent de la pression totale, et comme la vapeur d'eau n'est pas un gaz permanent, et que la quantité peut en varier dans l'air dans des proportions notables, elle se présente de suite à nous comme un facteur important des variations barométriques.

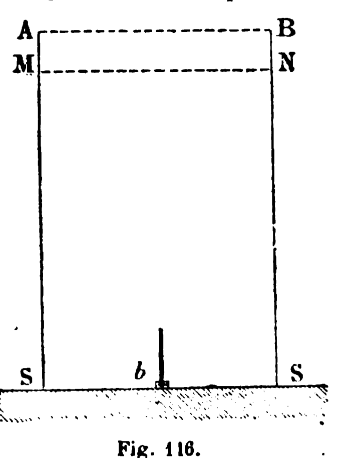


Fig. 116.

206. Rôle de l'air sec. — Ce n'est pourtant pas l'unique facteur. Si l'air sec MS se dilatait sur place, son poids et par suite sa pression ne varieraient pas, et le baromètre resterait fixe. Mais une contraction sur un point amène une dépression, et par suite un déversement d'air provenant des régions où cette contraction ne s'est pas produite. De même une dilatation pendant l'été amène un déversement des régions échauffées vers les régions froides. Dans le premier cas le baromètre monte, dans le second il descend. Donc on peut conclure, en ce qui concerne l'air sec, que *lorsque le mécanisme d'appel a eu le temps de fonctionner*, la pression barométrique augmente en hiver sur les régions les plus froides, et diminue en été sur les régions les plus chaudes. Pour des raisons analogues, mais moins puissantes, elle doit augmenter la nuit et diminuer le jour. Mais à un réchauffement ou à un refroidissement brusque correspond momentanément le maintien de la pression initiale.

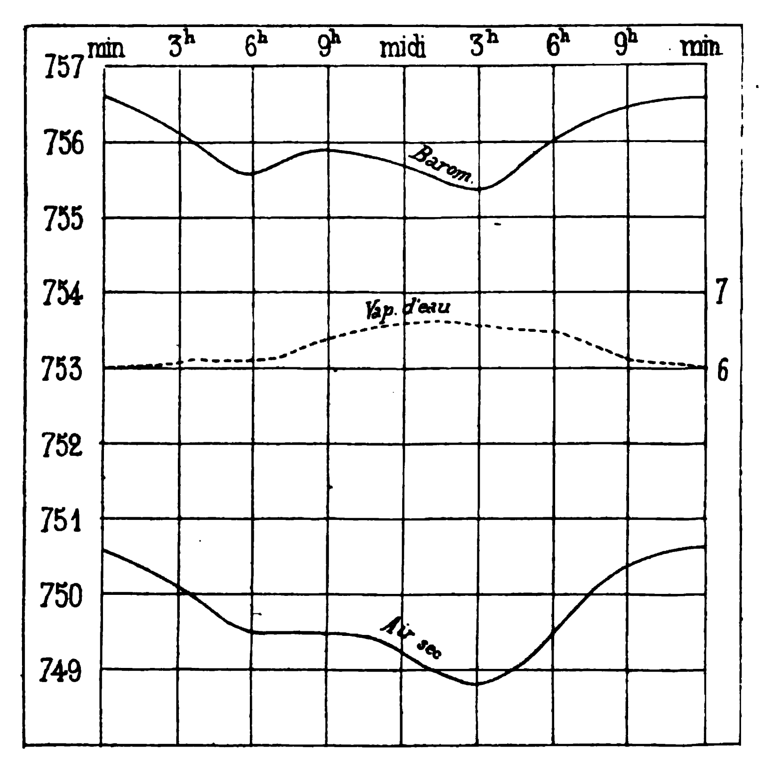
207. Rôle de la vapeur d'eau. — Si la vapeur d'eau était un gaz permanent, elle se comporterait exactement de la même façon, et nous pourrions la passer sous silence; mais sa proportion varie, augmente avec la chaleur, diminue avec le froid. Il faut donc l'étudier à part. Or, on voit que quand elle se forme, si elle le fait brusquement, elle élève le niveau AB, et doit augmenter temporairement la pression. C'est ce qui se produit quelquefois au moment de la première pluie dans un orage, lorsque l'air sec des régions inférieures se sature rapidement d'humidité au contact des gouttes qui le traversent. Puis, si les surfaces d'écoulement latéral suffisent à l'évacuation des couches élevées au-dessus de leur niveau, la pression baisse et tombe au-dessous de ce qu'elle était à l'origine, puisque la colonne d'air est devenue plus légère pour la même hauteur. De même, une condensation brusque amène à l'origine une chute barométrique, et plus tard, si la vapeur condensée est remplacée par de l'air, une hausse nouvelle.

En somme, en laissant de côté les variations temporaires

qui résultent de l'apparition ou de la disparition brusque de la vapeur d'eau dans l'air, on voit que pour l'hiver et l'été, et aussi, naturellement, pour la nuit et le jour, les variations durables sont de même sens pour l'air sec et la vapeur d'eau. Le baromètre doit monter pendant l'hiver sur les régions froides et s'abaisser pendant l'été sur les régions chaudes. Ces deux marches inverses pourront se manifester sur la même région si cette région est de celles qui, comme les continents, se refroidissent beaucoup l'hiver et se réchauffent beaucoup l'été; sur les mers, c'est l'inverse. Ces variations doivent être d'autant plus grandes que les différences de température dans ces deux saisons ou dans les deux périodes du jour sont plus marquées dans la région considérée. Elles doivent être, par exemple, beaucoup plus faibles dans les régions équatoriales que dans les régions tempérées.

208. Causes de la double oscillation annuelle et diurne. — Si les deux causes de croissance ou de décroissance de la hauteur barométrique étaient toujours concomitantes, c'est-à-dire si le minimum de quantité de vapeur d'eau de l'air coïncidait toujours avec l'époque du minimum de température, et son maximum avec celui de la température de l'air, les deux oscillations de même sens que subit la colonne barométrique en passant de l'été à l'hiver, ou de l'hiver à l'été, sous les influences distinctes de l'air sec et de la vapeur, ces deux oscillations seraient simultanées, s'ajouteraient l'une à l'autre, et l'oscillation résultante serait augmentée par leur superposition. Mais il ne saurait en être ainsi pour plusieurs raisons. La formation de vapeur d'eau est un phénomène lent à se produire, parce qu'il exige beaucoup de chaleur. La quantité de vapeur présente à un moment donné dans l'air est une combinaison d'effets superposés, dont le maximum (167) est toujours en retard sur celui de la cause. De plus, c'est surtout aux dépens de la chaleur du sol que se produit la vapeur, et cette chaleur du sol est aussi un de ces phénomènes toujours en retard sur le maximum de la cause qui les produit. Au contraire, la tem-

pérature de l'air est un effet rapide, presque immédiat. En tout cas, il nous suffit, pour notre raisonnement, que les phases ne soient pas les mêmes. Si elles ne le sont pas, l'oscillation descendante d'été, produite par l'influence de la



Février 1878

Fig. 117.

vapeur d'eau, sera en retard sur celle qui provient de l'action de l'air sec, et fera baisser la courbe au moment où, si ce n'était la vapeur d'eau, elle recommencerait à remonter. Il y aura donc deux minima, au lieu d'un, pendant l'été ou le jour. Il y aura de même deux maxima, au lieu d'un, pendant la saison froide ou la nuit.

Les figures 117 et 118 donnent à la fois deux exemples de ce phénomène et de la variété des causes auxquelles il est

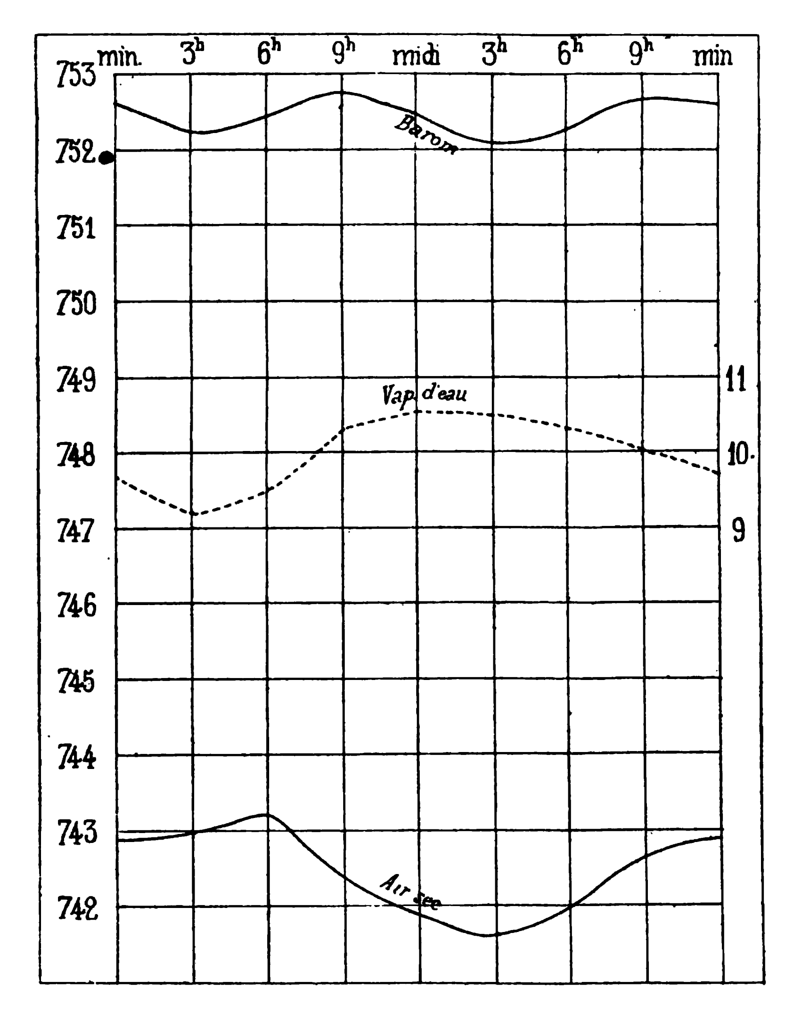


Fig. 118.

dû. Dans les deux on a cherché à séparer l'influence de l'air sec de celle de la vapeur d'eau. On n'a pu, pour cela, utiliser

que les valeurs fournies par l'observation hygrométrique pour f au voisinage du sol, et on a admis que f décroissait suivant la même loi que la pression barométrique à mesure qu'on s'élève. L'erreur provenant de ce fait est petite, et peut être négligée. On a, de plus, représenté en vraie grandeur la différence entre la pression barométrique et celle de l'air sec, de sorte que dans chacune des figures la différence verticale entre les courbes pleines représente le nombre de centimètres de mercure faisant équilibre à la pression de la vapeur d'eau. Or on voit que le minimum de 6 heures du matin, en février 1878, est dû à l'air sec, tandis qu'en septembre, celui de 4 heures du matin est dû à la vapeur d'eau. D'une manière générale les maxima et minima dépendent des divers modes de combinaison entre les deux ordonnées des deux courbes indépendantes de l'air sec et de la vapeur d'eau.

Les heures de ces maxima et minima seront naturellement variables, bien qu'elles puissent osciller, en moyenne, autour de certains chiffres déterminés, variables d'une station à l'autre, et que les anciens météorologistes, bornés à ces horizons relativement étroits, se sont donné beaucoup de peine pour découvrir. C'est ainsi qu'on a trouvé qu'à Paris, l'heure du premier maximum barométrique varie de 10 heures du matin en hiver à 8 heures du matin en été; celle du second, voisine de 10 heures du soir en hiver, se rapproche de minuit en été. L'heure du premier minimum précède de peu celle du lever du soleil; elle est de 4 heures du matin en hiver, de 5 heures en été. L'heure du second minimum varie entre 3 heures du soir en hiver et 5 heures en été. Mais bien qu'il soit utile d'avoir toujours présentes à l'esprit ces *heures tropiques*, pour pouvoir bien interpréter les variations barométriques dans le courant d'une journée, il faut bien se garder de croire que les choses se passent ainsi tous les jours, et que le phénomène est régulier. Il est au contraire sans cesse troublé par des influences plus puissantes, qui l'augmentent ou le masquent suivant qu'elles agissent dans le même sens que lui ou en sens contraire, et on peut se demander comment on a pu mettre en évidence ces fluctua-

tions périodiques au milieu des fluctuations accidentelles qui agitent incessamment le mercure du baromètre.

209. Méthode des moyennes. — Pour y arriver, et éliminer de leurs observations journalières multiples tout ce qui était l'*accident*, l'écart avec ce qu'ils croyaient être la *situation régulière* du moment, les météorologistes employaient la méthode des moyennes, c'est-à-dire qu'additionnant, par exemple, toutes les hauteurs barométriques lues chaque jour à midi, pendant une période plus ou moins longue, ils en déduisaient, en divisant la somme obtenue par le nombre des observations, ce qu'ils appelaient la *hauteur moyenne* à midi. On avait ainsi les *moyennes horaires*. Avec les lectures faites aux différentes heures de chaque jour, on obtenait de même les *moyennes journalières;* avec ces moyennes journalières, les *moyennes mensuelles;* avec celles-ci les *moyennes annuelles*. Quand, au bout d'un nombre suffisant d'années, on avait réuni des moyennes horaires suffisamment concordantes entre elles, on pouvait, en les substituant aux observations réelles de chaque heure, construire avec elles une journée et une année fictive, n'ayant plus que des rapports éloignés avec la réalité, mais qui était censée représenter l'*année normale* débarrassée de ces grands froids, de ces fortes chaleurs, des orages et des calmes qui modifient ou altèrent sa physionomie.

Il est inutile de discuter ici le bien fondé de ces idées. Elles ont beaucoup perdu de leur crédit et de leur importance depuis que l'introduction du télégraphe dans les relations nationales et internationales a mis en relation les météorologistes, leur a permis de prendre rapidement connaissance de leurs observations mutuelles, et de promener sur le monde entier leur attention bornée jusque-là à la partie de l'atmosphère placée au-dessus de leurs têtes. Leverrier a eu le mérite de pressentir cette révolution, et de travailler énergiquement à la réaliser.

210. Météorologie en surface. — Cette météorologie *en surface* exigeait l'introduction dans les observations

d'une correction nouvelle, à peu près inutile jusque-là. Les divers baromètres dont on se trouvait avoir à comparer les lectures pour se faire une idée de la distribution générale des pressions, n'étaient pas tous à la même hauteur au-dessus du niveau de la mer. Si donc nous supposons, comme nous le faisions tout à l'heure, l'atmosphère tranquille et remplacée par un fluide homogène en équilibre montant jusqu'à l'horizontale AB (fig. 119), les lectures, même réduites a 0°,

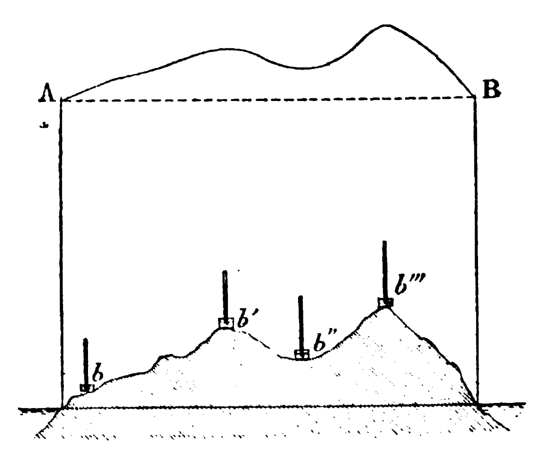


Fig. 119.

faites sur les baromètres b, b', b'', b''' placés à des niveaux différents ne traduiraient pas cet état de choses. Il faudrait, pour l'y retrouver, ajouter à chacune de ces hauteurs barométriques celle qui correspond au poids de la colonne d'air comprise entre le baromètre correspondant et une hauteur fixe, pour laquelle on prend d'ordinaire le niveau de la mer. Il faudrait trouver la *hauteur réduite* au niveau de la mer, ou *corrigée de l'altitude*.

Cette correction est, en apparence, très facile à faire. Elle le serait, en effet, si l'air était en repos, et si on connaissait la loi de décroissance de la température avec la hauteur. On pourrait ainsi trouver la hauteur de mercure équivalente au poids des couches d'air comprises entre la station et le

niveau de la mer. Laplace a calculé une formule qui la donne. Mais l'hypothèse sur laquelle il l'a établie, celle d'un air en repos, n'est jamais réalisée, et cela enlève toute sécurité à l'emploi de la formule qui, théoriquement exellente, donne dans la pratique des résultats d'autant plus inexacts que l'altitude de la station est plus grande.

211. Formule de réduction. — Comme elle est, en outre, d'un emploi assez incommode, on a essayé de lui substituer une autre formule plus simple, applicable au cas où l'altitude est médiocre et ne dépasse pas 300 mètres. On admet alors que dans la couche d'air comprise entre la station et le niveau de la mer, la température est constante et que la décroissance de la pression se fait en progression arithmétique. Soit alors h la hauteur *réduite* du baromètre, H celle qu'on lirait au niveau de la mer, D la densité du mercure à 0°, le poids $(H - h)D$ fait équilibre au poids d'une colonne d'air dont la hauteur est l'altitude a de la station, et la densité d la moyenne $\frac{d' + d''}{2}$ des densités de l'air au bas et au haut de la couche. On a donc :

$$(1) \qquad (H - h)D = \frac{a(d' + d'')}{2}.$$

D'un autre côté, on a évidemment, en supposant que sur toute la hauteur de la couche la température soit la même

$$\frac{d'}{d''} = \frac{H}{h}$$

équation d'où on tire :

$$\frac{d' + d''}{d'} = \frac{H + h}{H}$$

et, en portant dans l'équation (1) la valeur de $d' + d''$,

$$(H - h)D = \frac{ad'(H + h)}{2H} \quad \text{d'où} \quad \frac{H - h}{H + h} = \frac{ad'}{2HD}.$$

Or, nous avons vu (58) que

$$d' = 0{,}001293 \cdot \frac{H}{760} \cdot \frac{1}{1 + \alpha t}$$

t est la température au niveau de la mer, qu'on suppose être celle de toute la couche. On a donc :

$$\frac{H - h}{H + h} = a \cdot \frac{0{,}001293}{2.760.D} \cdot \frac{1}{1 + \alpha t}$$

ou, en faisant les calculs :

$$\frac{H - h}{H + h} = \frac{a}{15980} \cdot \frac{1}{1 + \alpha t}.$$

Le facteur $(1 + \alpha t)$ est d'ordinaire plus grand que 1. On croit tenir compte grossièrement de la différence en élevant à 16000 le facteur 15980, mais il est clair que la correction est le plus souvent insuffisante et que le facteur 16000 est approché par défaut d'une quantité variable e.

En acceptant cette correction, on a :

$$\frac{H - h}{H + h} = \frac{a}{16000}$$

d'où

$$\frac{H}{h} = \frac{16000 + a}{16000 - a}$$

ce qui est la formule qu'on applique d'ordinaire, et qui donne la hauteur H réduite au niveau de la mer quand on connaît la hauteur *réduite* h lue à la station d'altitude a. Mais il est clair que cette altitude a est affectée à son tour de l'incertitude e que nous avons relevée dans le nombre 16000, ce qui revient à dire que, en été, l'altitude réelle sera comptée trop grande, en hiver trop faible, et quand on songe qu'à une variation de 10 mètres dans l'altitude correspond une variation barométrique de 1 millimètre, on voit quelle incertitude plane sur la réduction au niveau de la mer par cette formule. En somme, elle vaut encore moins que celle de Laplace, où au moins on tient compte de la température. Mais toutes deux

ont le défaut capital de reposer sur l'hypothèse d'un état d'équilibre, qui n'est presque jamais réalisé dans l'atmosphère. Quand il y a mouvements, et surtout mouvements violents, elles ne sont plus vraies, et comme on ne sait plus alors, à proprement parler, ce que c'est qu'une pression, c'est marcher à l'aveuglette que d'appliquer au nombre lu sur le baromètre une correction tout à fait incertaine, de même que c'est perdre son temps que de lire au centième de millimètre une hauteur pour laquelle l'incertitude de la correction peut atteindre ou dépasser un millimètre.

212. Inutilité de la correction dans certains cas. — Mais il y a plus, et il est facile de voir qu'il y a des cas où une correction quelconque d'altitude est dangereuse, et aussi propre à altérer qu'à conserver à la situation météorologique son vrai caractère. C'est dans le cas, souvent réalisé, où un vent régulier souffle à la surface du sol et jusqu'à une certaine hauteur dans l'atmosphère, sans prendre les caractères d'un vent de tempête. On sait qu'alors il épouse volontiers et traduit grossièrement jusqu'à une certaine hauteur le relief du sol. Un ballon qu'il emporte en équilibre monte quand il rencontre une colline, descend quand il l'a traversée. D'une manière générale, les montagnes redressent les vents qui les abordent, mais ces vents regagnent ensuite de l'autre côté la surface du sol. Dans le cas où toute l'atmosphère prendrait part à ce mouvement, on voit que le profil supérieur de la couche homogène que nous avons supposée remplacer l'air, au lieu d'être la ligne calme AB de tout à l'heure (fig. 119), est une ligne ondulée à peu près parallèle à la surface du sol, et que, pour traduire cette situation, il faudrait précisément ne faire subir aucune correction d'altitude aux baromètres b, b', b'', b'''. L'hypothèse que nous avons faite nous place, il est vrai, dans un cas extrême; ce *moulage* sur le relief du sol ne peut se produire que dans les couches inférieures, les plus lourdes sur le baromètre, il est vrai, mais qui ne sont pas seules à agir sur lui. Toutefois nous n'en arrivons pas moins à cette conclu-

sion que la correction d'altitude est incertaine et trop souvent illusoire. Et nous n'avons pas visé les cas de tempête! Ce n'est guère que dans les îlots de calmes, pendant les périodes de tranquillité, qu'on peut faire ces corrections avec quelques chances d'être payé de sa peine.

213. Autres imperfections du tracé des isobares. — Affectées au départ de ce coefficient d'incertitude, les observations barométriques en divers lieux et sous des régimes divers ne sont plus absolument comparables. Elles ont d'autres défauts, dont il n'est pas non plus facile de les corriger. Le *Signal Office* d'Amérique publie, par exemple, des observations précieuses datant du même instant physique sur tous les points du globe, et permettant de se faire une idée de la distribution de la pression et de la température à ce moment. Malheureusement ces observations simultanées, venues de tant de lieux divers, quelquefois de navires au milieu des mers, ne peuvent être publiées que longtemps après qu'elles sont faites. Elles constituent des documents de premier ordre, mais elles n'arrivent sous les yeux du météorologiste que lorsqu'il a perdu le souvenir de l'aspect du temps, des horizons, de cette physionomie des choses qui ne se traduit sur aucun instrument, et que doit pourtant consulter avec attention quiconque veut se livrer à l'étude de l'atmosphère.

Les cartes et tableaux publiés par les diverses nations de l'Europe échappent à ce reproche, et paraissent tous les jours, avec les observations du matin et celles de la veille au soir. Ils apportent donc un document de comparaison au météorologiste au moment où il a encore un souvenir vivace de ce qu'il a pu voir la veille ou le matin, et où il peut essayer de mettre en rapport ses propres observations avec les indications tirées de la situation générale. Car il n'y a pas d'autre manière de s'instruire en météorologie; il ne faut ni s'isoler des autres observateurs, ni se borner à observer le temps entre deux tuyaux de cheminée, ou par le bout du fil télégraphique. Il faut regarder autour de soi dans un large

horizon, se faire une opinion avec ce qu'on a en soi et avec ce qu'on peut découvrir à l'extérieur, et chercher les relations de ce qu'on a vu ou deviné avec la situation générale.

Malheureusement cette situation n'est pas toujours exactement dessinée sur les cartes, parce que les observations ne sont pas simultanées. Elles ne le sont qu'en Amérique, où le *Signal Office* avait une organisation militaire quand il en a créé le réseau. Dans nos pays d'Europe, il a fallu se plier aux heures et aux habitudes locales. C'est ainsi que dans le *Bulletin du bureau central météorologique de France*, l'Autriche, l'Italie, la Russie, envoient des observations faites à la même heure qu'en France et en Algérie, c'est-à-dire à 7 heures du matin, tandis que l'Allemagne, les pays du Nord, l'Espagne et l'Angleterre envoient celles de 8 heures. Or, il y a plus de 2 heures de différence de longitude entre Moscou et Paris, plus d'une entre Berlin et Valentia, en Irlande. En deux heures la situation météorologique a le temps de se modifier très sensiblement, surtout pendant les périodes troublées, et la chute du baromètre peut être sensible.

C'est forcément avec ces hauteurs barométriques, affectées d'une correction incertaine, et non simultanées, qu'on trace les isobares dans les divers services européens. La conclusion à tirer, c'est qu'on peut, dans l'étude et l'interprétation de ces isobares, user avec elles d'une certaine liberté, ne pas trop tabler sur l'exactitude de leur tracé, et se défier de toutes les conclusions et déductions qui supposent cette exactitude. Ces réserves faites, la carte qui les contient est la pièce principale du document météorologique journalier, et il nous reste à y trouver à la fois la trace et la preuve de la circulation aérienne des régions tempérées, telle que nous l'avons tracée au chapitre précédent.

214. Ilot des calmes. — Supposons, pour commencer, une situation bien régulière du courant équatorial, coulant de la surface du sol jusqu'à une grande hauteur autour d'un îlot des calmes, bien limité aussi, et le tout contenu dans les limites de la carte. Nous reconnaîtrons tout de suite l'îlot des

calmes aux trois caractères suivants (fig. 120). Le ciel y est marqué clair en été et en hiver, ou tout au plus simplement nuageux ; les vents y sont faibles et indécis, c'est-à-dire sont marqués sur la carte par des flèches peu ou pas barbelées et ayant toutes les orientations. Enfin la pression va en croissant des bords vers le centre. Comme nous avons supposé cet îlot complètement entouré par le courant, il aura une forme circulaire ou ovale plus ou moins allongée, et les courbes isobares seront des courbes fermées, grossièrement parallèles et concentriques, allant jusqu'à 77,78 centimètres et même au delà. On a relevé à Barnaoul (Sibérie), en décembre 1877, le chiffre de 802 millimètres. C'est le plus haut qui ait été constaté.

Quelques-uns de ces îlots couvrent en entier le continent de l'Europasie. D'après Loomis, leur moyen diamètre du Nord au Sud sur l'Europasie est de plus de 7,000 kilomètres et de près de 9,000 de l'est à l'ouest. Ceux d'Amérique sont d'ordinaire plus petits. Ces masses puissantes doivent avoir une certaines stabilité, soit de situation, soit de durée. On en trouve, en effet, en 1877, une qui a persisté 50 jours sur la même région, une autre 56 jours en 1878, une autre 60 jours en 1880, une dernière 91 jours en 1881.

Elles voyagent pourtant et se transportent avec une sorte de majestueuse lenteur d'une région à l'autre. Pour celle qui les reçoit, il n'est pas du tout indifférent qu'elles viennent du Nord ou du Sud. Celles qui viennent du Nord apportent un air plus froid que la moyenne des hivers dans la région. Au contraire, en 1882, un îlot venant du S.-W. a apporté pendant quatre semaines à l'Europe une température au-dessus de la moyenne.

215. Formation des îlots. — Cependant il ne faudrait pas croire que les déplacements qu'on leur voit subir quand on les suit pendant une certaine période sur les cartes, résultent tous de ce qu'ils voyagent. Un îlot de calmes qui apparaît sur une surface donnée n'y est pas nécessairement venu de l'extérieur. Ceux qui se forment tous les hivers sur

les deux continents de l'ancien et du nouveau monde ne sont pas ceux qui pouvaient occuper en été l'Atlantique et le

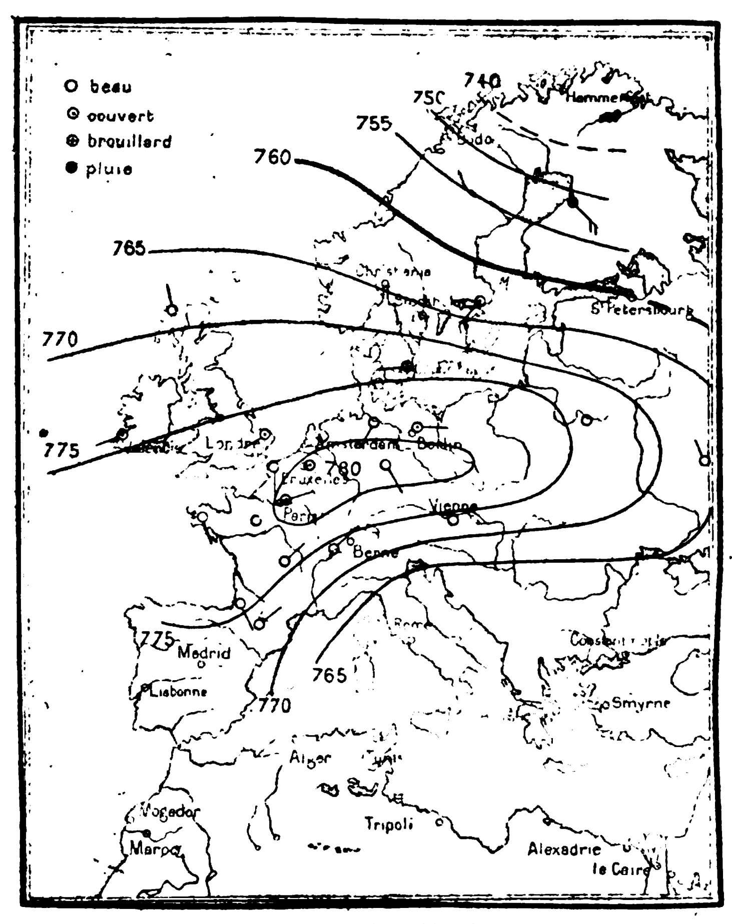


Fig. 120. *Isobares du* 9 *décembre* 1879.

Le courant équatorial traverse le Nord de l'Europe, apportant des neiges à Bodo et à Christiansund, et des vents de W. et de N.-W. sur tout le nord de la Russie. L'Europe centrale est couverte par un flot de calmes, qui laisse partout les vents faibles et indécis, et partout aussi, sauf dans un petit nombre de stations couvertes par le phénomène local du brouillard, le ciel pur ou à peine nuageux. A signaler pourtant une petite chute de neige à Florence. Mais la neige dépend d'autres conditions que nous retrouverons.

Pacifique, et il faut toujours distinguer, en pareille matière, le transport des masses d'air du transport des pressions.

Lorsque l'hiver est venu pour une région un peu éloignée de la mer, le sol, plus froid que l'air, finit par appeler, condenser et entraîner par capillarité dans ses profondeurs, une grande partie de la vapeur d'eau de l'air. Celle-ci ne formant plus édredon contre le refroidissement nocturne, les phénomènes s'exagèrent en continuant dans le même sens, et un îlot de calmes, s'il ne survient rien d'extérieur, crée ainsi lui-même des conditions favorables à sa continuation et à son extension. Il est vrai qu'il reçoit par le haut de l'air venant de régions plus chaudes. Il y a, comme l'a montré Hildebrandsson, un déversement continu de l'air des cirrus sur les zones de haute pression, et même pour la situation que nous décrivons, où le courant équatorial est sur l'Atlantique et l'îlot des calmes à l'Est de l'Europe, Hildebrandsson note que les cirrus voyagent vers l'Est du côté du centre. Mais cet air arrive froid et peu chargé d'humidité. Il a comme contre-partie l'écroulement continu des bords de l'îlot dans le courant qui le contourne, et qui se traduit par de faibles vents de surface courant du centre de l'îlot vers ses bords.

En dehors du danger qu'il y a à interpréter cette formation sur place de l'îlot comme résultant d'un déplacement, il faut aussi prendre garde que l'îlot est très souvent masqué sur les cartes d'isobares par des courants qui le recouvrent ou s'insinuent dans son épaisseur. Lorsque ces courants, que nous retrouverons bientôt, et qui sont surtout fréquents au printemps et à l'automne, viennent à cesser, l'îlot reparaît avec ses caractères, mais il ne vient pas des régions en dehors de la carte ; il y était déjà, mais on ne le voyait pas; il n'a pas voyagé, il est resté chez lui.

Une autre preuve d'ailleurs que si les îlots des calmes voyagent, ce n'est jamais au moins avec la vitesse énorme (jusqu'à 40 kilomètres à l'heure) qu'on leur a attribuée, c'est que les vents y sont toujours faibles, indécis, et jamais orientés, comme ils le seraient nécessairement si la masse d'air dont ils font partie voyageait avec la vitesse qu'on leur a attribuée, par suite d'une erreur d'interprétation des cartes.

En somme, on le voit, dans ces îlots où règne un calme

presque absolu, le mouvement d'écoulement des masses d'air se fait comme dans la zone des calmes équatoriaux : en haut, de la région chaude à la région froide, en bas de la région froide à la région chaude; le tout à peu près perpendiculairement aux isobares, sauf les déviations apportées par le mouvement de rotation de la terre.

216. Courant équatorial. — Ici l'air n'est plus abandonné à lui-même comme tout à l'heure, et au jeu des lois de la statique des gaz. Il est entraîné, comme nous l'avons vu (195), par le courant des alisés. La force motrice est en partie au moins en dehors de lui, et il en résulte une conséquence importante. Tout à l'heure, dans la zone des calmes équatoriaux comme dans les îlots de calmes, c'était la pression qui régissait l'écoulement, lequel se faisait à peu près perpendiculairement aux isobares. Dans le courant équatorial, et avec une force plus grande dans les cyclones, c'est le mouvement qui régit plus ou moins la pression, et l'écoulement se fait plus ou moins parallèlement aux isobares.

Cela tient à ce fait, sur lequel nous avons si souvent insisté, et dont la méconnaissance a faussé une foule de théories sur la matière, qu'il n'y a plus à proprement parler de *pression* dans un fluide en mouvement, et qu'il est impossible d'appliquer dans ce cas les lois de la statique. On ne sait malheureusement pas, comme nous l'avons vu à propos des cyclones, quelles sont les lois à appliquer; mais on peut au moins, comme nous l'avons fait, consulter l'expérience. Elle est toujours un guide plus sûr que la théorie, puisqu'il n'y a pas de théorie.

Or l'expérience montre que, tant qu'il n'y a pas variation de section, tout écoulement de fluide dans une direction quelconque amène une diminution de pression (en prenant ce mot dans son sens vague) dans la direction perpendiculaire. En plongeant dans de l'eau tranquille un tube en U à deux branches inégales, le niveau de l'eau dans la plus grande est le même qu'à l'extérieur; il tombe au-dessous si le tube est plongé dans un fleuve (fig. 121), et d'autant plus que le courant est plus fort. En soufflant dans le tube en T (fig. 122)

dont une branche verticale plonge dans l'eau, on voit le niveau, immobile tant que le souffle est faible, s'élever quand

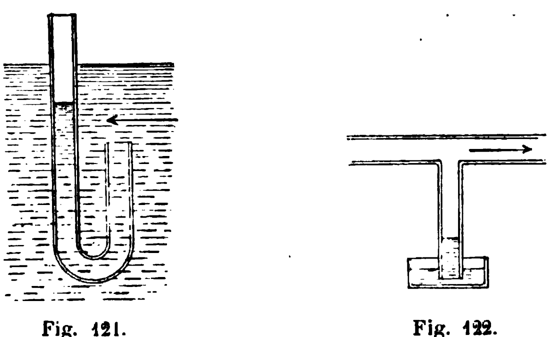


Fig. 121. Fig. 122.

on souffle plus fort et se mêler même, comme dans les pulvérisateurs ou l'injecteur Giffard, au jet d'air qui sort du tube.

217. Caractères auxquels le courant se reconnaît sur les cartes. — Nous devrons donc nous attendre à trouver dans le grand courant aérien que nous avons appelé courant équatorial des pressions barométriques décroissantes des bords du courant, là où la vitesse est la plus faible, vers son centre, là où elle est la plus forte. Lorsqu'il a une direction ou coule à des latitudes assez basses pour que ses deux rives soient visibles, la pression devra aller de nouveau en croissant de son axe sur sa rive gauche; seulement, là où il se confondra avec ce grand courant circumpolaire dont nous avons parlé, cette rive gauche sera hors des limites de notre observation.

En somme, le courant équatorial, lorsque son cours sera tranquille, se reconnaîtra (fig. 123) à des isobares parallèles, plus ou moins ondulées, à degrés décroissants des bords du courant, dont on ne voit d'ordinaire que la rive droite, vers son centre; à des vents chauds orientés, ou à peu près, parallèlement aux isobares sur le pourtour du courant, et plus ou moins violents, suivant les cas et suivant les lieux; enfin à ce que sur le trajet du courant ascendant et même presque

tout celui du courant transverse, le ciel est couvert ou plu-

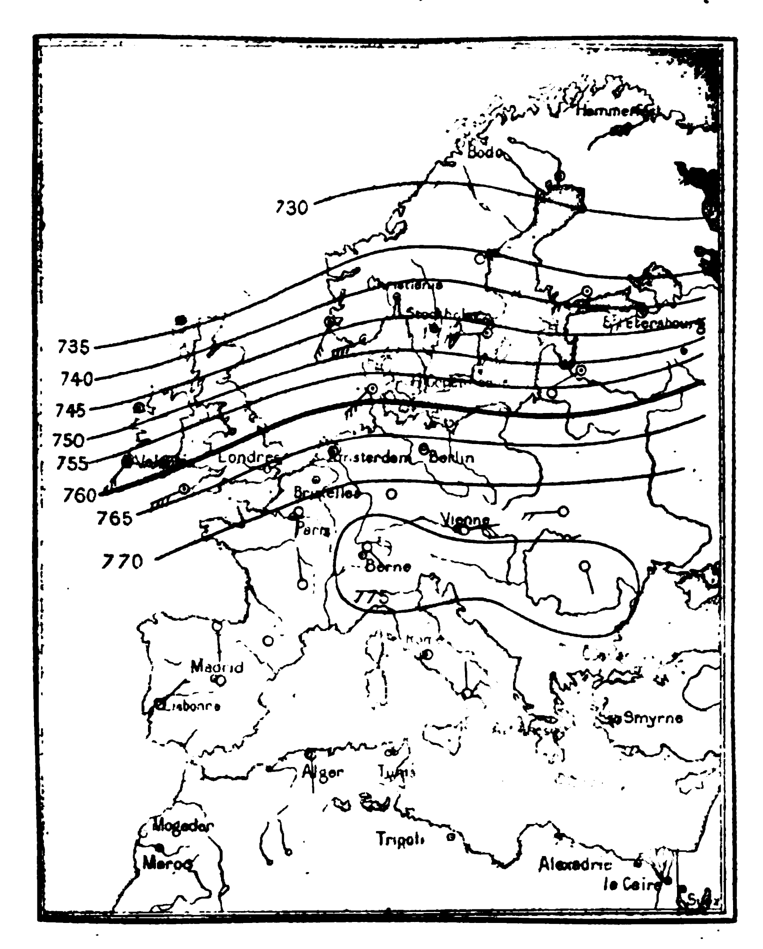


Fig. 123. *Isobares du 28 décembre* 1883.

Un îlot de calmes, très allongé, repose sur l'Europe continentale et semble s'étendre très loin sur l'Asie. Il est contourné au Nord sur la carte par le courant équatorial, dont le cours est en ce moment très tranquille. Les isobares sont à peu près parallèles, les vents orientés suivant le sens du courant; les pluies sont rares, bien que le ciel soit couvert, parce que le courant est tranquille. Enfin à Copenhague la température est voisine de + 5°, et de 0° à Pétersbourg, sous l'influence de l'air chaud du courant, tandis qu'elle est de — 5° à Besançon sous l'influence de l'îlot des calmes.

vieux, surtout sur les points où la configuration des côtes sollicite, comme nous le verrons, la formation des pluies.

218. Limites du courant et de l'îlot des calmes. — Ce courant, nous l'avons vu, côtoie l'îlot des calmes, et la question se pose de savoir où est la limite commune. En principe, l'îlot des calmes ayant des pressions supérieures à la moyenne, le courant présentant des pressions inférieures, on devine que la limite sera à peu près l'isobare moyenne de 760. Nous disons à peu près, car tout en conservant de cette notion ce qu'elle a d'essentiel, on ne saurait la prendre au pied de la lettre. Le contre-alisé du S.-W. ne saurait si bien discipliner le mouvement de déversement qui se produit au-dessus de la surface chauffée par le Gulf-stream, qu'il entraîne avec lui tout l'air qui en sort. Une portion, surtout là où le courant n'est pas accusé, se déverse plus ou moins obliquement sur l'îlot, coupant sous un angle plus ou moins aigu la direction des isobares, et par suite celle de 760. Il y a sur les limites communes une région de transition entre le régime d'équilibre et le régime de mouvement. De plus, là même où le courant est le plus actif et le mieux dessiné, il n'est pas séparé de l'îlot par un mur vertical. Le mouvement d'échange, par suite des différences de température entre le courant et l'îlot, fait que le courant empiète un peu par le haut sur l'îlot, que l'îlot se glisse par-dessous dans le courant, et que la limite, du reste variable, de séparation est une surface plus ou moins inclinée à l'horizon. Nous retrouverons bientôt quelques-unes des conséquences de cette situation. Pour le moment, tout ce que nous voulons en tirer, c'est la conclusion que l'isobare 760 est une limite un peu fictive; qu'il pourra pleuvoir en dedans de cette isobare du côté de l'îlot; que l'air à la surface du sol pourra être calme à l'extérieur de cette ligne, du côté du courant. Avec ces réserves, l'isobare de 760, marquée sur les cartes d'un trait plus gros que les autres, peut être prise comme limite approximative du courant et de l'îlot, pour la situation régulière que nous décrivons en ce moment.

A cette situation régulière d'un courant que ne trouble aucune bourrasque, correspond un autre caractère : c'est la rareté ou même l'absence des pluies. On n'en relève qu'un

cas aux Hébrides, dans la carte ci-dessus (fig. 123). En



Fig. 124. *Isobares du 16 juin 1884.*

L'îlot des calmes, qui repose sur l'Atlantique, comme il le fait souvent dans cette saison, est côtoyé, sur son bord Est, par un courant dérivé, venant du Nord, et allant du golfe de Bothnie à la mer Noire et à la mer Ionienne. Ce courant incline sur tout son parcours, surtout sur la rive droite, les vents dans sa direction, mais il n'est pluvieux qu'à son point de départ, au moment où il quitte le courant marin qui lui a donné naissance. Plus au sud, il aborde des régions plus chaudes, son état hygrométrique diminue. Il reste froid, mais ne donne pas de pluie. A Vienne, sous son influence, la température a baissé de 6° depuis la veille.

l'absence de perturbations intérieures dans cette masse d'air chaud en mouvement, ou de chaînes de montagnes

placées sur son trajet, la seule cause de formation des pluies est son refroidissement à mesure qu'elle avance vers le Nord, et cette cause n'est guère active.

Enfin, toutes choses égales d'ailleurs, les isobares seront d'autant plus rapprochées que le courant sera plus rapide, d'autant plus éloignées qu'il sera plus lent ; elles sont toujours plus voisines dans la branche ascendante que dans la branche de retour (fig. 124) qui, en s'éparpillant, rencontre de la résistance et diminue de vitesse, si bien qu'elle est quelquefois difficile à retrouver sur le tracé des isobares, et qu'on ne la reconnaît parfois qu'aux vents du N.-E. et aux froids qu'elle fait régner sur son parcours. Mais ces vents du N.-E. sont souvent sans aucun rapport de direction avec les isobares, très espacées du reste sur leur trajet, et dont la position, précisément parce qu'elles sont espacées, est toujours incertaine.

219. Superposition du courant équatorial et de l'îlot des calmes. — Bornée aux traits que nous venons d'indiquer, la situation serait toujours très claire et très facile à lire sur les cartes. Deux choses viennent la troubler : 1° l'apparition de bourrasques dans le courant ; nous les retrouverons tout à l'heure ; 2° la superposition et même l'imbrication fréquente dans l'îlot des calmes de feuillets aériens empruntés au courant équatorial. C'est d'elle que nous voulons dire un mot.

Cette présence dans l'air de couches de températures différentes et animées de vitesses variées paraît être très fréquente, et a été remarquée et notée dans toutes les ascensions aéronautiques. On peut même dire que c'est le phénomène normal, car en somme notre courant et notre îlot de tout à l'heure n'occupent jamais qu'une portion de l'atmosphère et sont toujours surmontés de couches, peu pesantes sur le baromètre, mais que les aéronautes nous disent animées de vitesses différentes des leurs. Quand ils sont juxtaposés, le courant et l'îlot se traduisent aisément sur le baromètre, parce qu'ils embrassent, dans les régions les plus

denses de l'atmosphère, une épaisseur notable d'air auquel ils

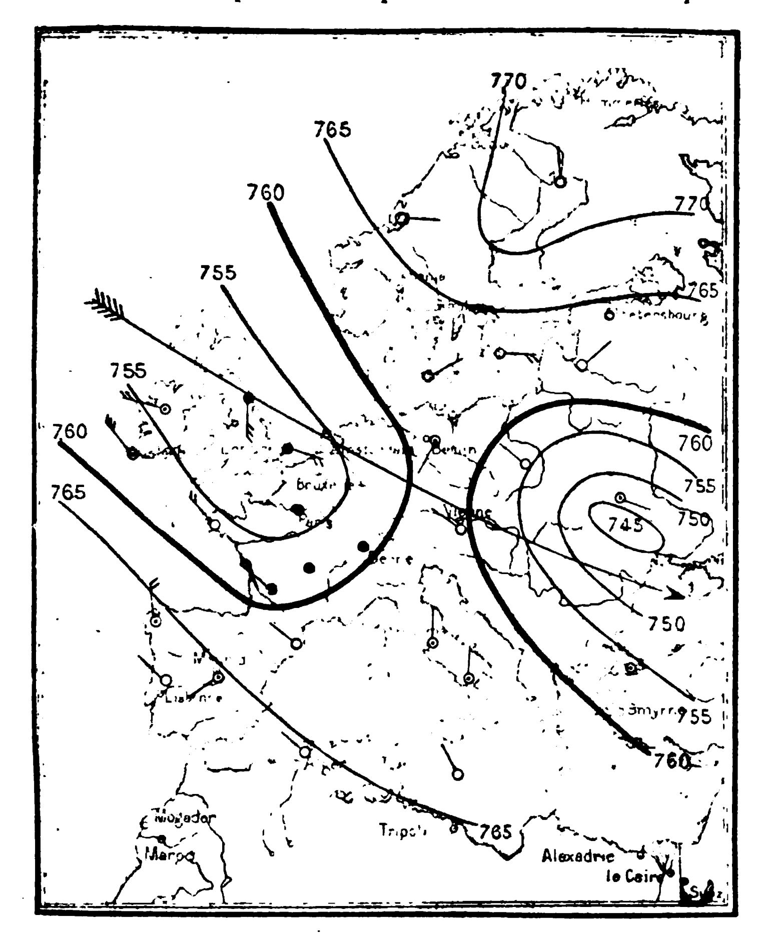


Fig. 125. *Isobares du samedi* 31 *octobre* 1885.

Violente irruption d'un courant dérivé, venant du N.-W., au travers de l'îlot des calmes. La baisse est de 15 mill. à Dunkerque, de 14 à Paris, de 10 à Brindisi et à Kiew. Malgré les pluies tombant par places sur le parcours de ce courant dérivé, les vents à la surface du sol sont faibles, non orientés, parce que le trouble est limité aux hautes régions de l'atmosphère, et ne se traduit que par la forme tourmentée et le *moiré* des isobares. Dans les deux portions tranquilles de l'îlot des calmes au S.-W. et au N.-E. le ciel est pur et les vents calmes. La température est de — 13° au fond du golfe de Bothnie, où il fait beau. En revanche, elle a remonté depuis la veille de 8° à Kiew, où il est tombé 26 millim. de pluie.

imprimment chacun un caractère différent ; mais la question est maintenant de savoir par quoi se traduit leur superposition.

Sur la carte, la chose est facile à dire. L'îlot des calmes à lui seul donne des courbes ovales et fermées, le courant des lignes à peu près parallèles. De la superposition de ces lignes résulte une espèce de *moiré*. Lors donc qu'on trouve sur la carte une figure analogue à celle de la figure 125 ou 126, avec deux séries de courbes, les unes à degrés croissants, les autres à degrés décroissants, se montrant leur convexité, on aura le droit de soupçonner qu'un rameau détaché du courant équatorial coule au travers de l'îlot dans le sens de la flèche.

220. Représentation schématique de cette superposition de l'îlot des calmes et d'un courant dérivé. — Si on considère, comme on en a le droit seulement dans une atmosphère parfaitement en équilibre, les isobares comme des lignes de niveau, un îlot des calmes figure une montagne à sommet plus ou moins arrondi, le courant équatorial une vallée régulière dont on ne voit quelquefois que l'un des versants. La superposition du courant et de l'îlot est alors la représentation topographique d'un col passant entre deux montagnes qui sont les deux fractions non recouvertes ou encore visibles de l'îlot. Cette image peut quelquefois rendre des services; mais il faut ne pas oublier qu'elle n'est pas exacte, l'atmosphère n'étant pas et ne pouvant être en repos avec une distribution aussi inégale de ses pressions. Dans la réalité, nous l'avons vu, l'îlot est une espèce de trou que contourne, à un niveau plus élevé, et dans lequel se déverse partiellement le courant équatorial.

Cette forme des courbes n'est pas le seul caractère à constater. Nous nous ferons une idée des autres en nous demandant quels sont les changements que doit amener dans l'aspect du temps le passage, au travers de l'îlot des calmes, d'un feuillet plus ou moins épais séparé du courant équatorial.

221. Courant dérivé venant de l'Ouest. — Si ce feuillet appartient à la branche ascendante et nous vient du quart S.-W., il sera humide, et en abordant une région que

nous supposons recouverte par l'îlot, il amènera, en même temps qu'une baisse barométrique faible :

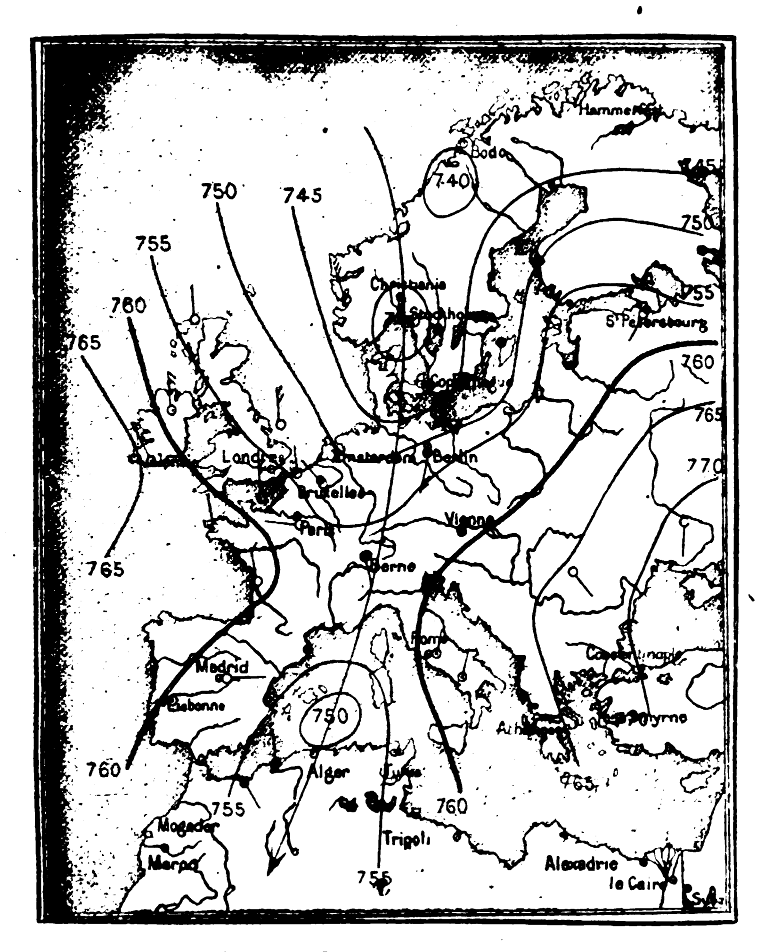


Fig. 126. *Isobares du* 9 *mars* 1890.

Exemple de courant dérivé, passant de la Norvège à l'Algérie au travers de l'îlot des calmes, et le coupant en apparence en deux moitiés dont l'une est sur l'Atlantique, et l'autre sur la Russie et la mer Noire. En réalité, sur toute l'Europe, le calme règne à la surface du sol, ainsi qu'en témoignent la faiblesse et l'irrégularité de direction des vents. Le courant d'air qui passe à une certaine hauteur dans l'atmosphère n'oriente pas les vents de surface, sauf sur sa rive droite où il est d'ordinaire le plus violent. Mais il promène au-dessus du sol des nuages à averses et à *giboulées*.

a. Si on est en hiver, des pluies ou des neiges peu per-

sistantes, produites au contact de l'air froid de l'îlot avec l'air chaud et humide du courant, mais qui ne tardent pas à disparaître, parce que la présence de cet écran d'air humide, en échauffant l'air et en tempérant le refroidissement nocturne, adoucit la rigueur de l'hiver.

b. Si on est en été, des temps orageux et des pluies plus ou moins abondantes, lorsque le courant dérivé passe dans les hautes régions de l'atmosphère. Nous retrouverons bientôt cette production d'orages. Remarquons seulement que cet écran d'air humide interposé entre le soleil et nous pendant les longs jours de la saison, ne gêne pas trop l'échauffement journalier (72), mais supprime la presque totalité du rayonnement nocturne. On doit donc rencontrer sous son influence ces nuits orageuses, étouffantes, si fréquentes pendant certains étés.

222. Courant dérivé venant du Nord. — Mais il arrive souvent que ce courant dérivé se détache de la branche transverse pour tourner de suite au Sud. Fréquemment, par exemple, il y en a qui traversent la France de la Manche ou de la mer du Nord à la Méditerranée, ou qui prennent l'Europe en écharpe, des Alpes Scandinaves ou de la Baltique à l'Adriatique. Enfin, en poussant plus loin vers l'Est, nous trouvons ce courant dérivé que j'ai signalé (195), et qui, laissant le courant principal faire le tour de l'Asie ou se fondre avec le courant circumpolaire, descend le long des limites de l'Europe et de l'Asie, de la mer Glaciale à la Caspienne. Les modifications amenées par ce régime dans le climat de l'îlot des calmes sont faciles à saisir.

Si on est en hiver, qui, sous l'îlot, est sec et froid, nous retrouvons les pluies et les neiges peu persistantes signalées plus haut, lorsque le courant dérivé, peu éloigné de ses origines, a pu conserver en grande partie sa température et son humidité. En somme, l'hiver s'adoucit. Il devient plus dur au contraire (243) lorsque le courant vient de loin dans le Nord, arrive par conséquent sec et froid, et sans rien changer aux conditions du rayonnement nocturne, ajoute aux

froids calmes de l'îlot l'effet du vent du Nord soufflant quelquefois par bourrasques.

Si on est, au contraire, en été, l'invasion d'un courant froid et humide amène de la pluie, des bourrasques, des orages, courant du Nord au Sud, et un certain abaissement de température. Ces pluies seront froides pour la saison, et fines, comme provenant d'une source peu abondante. Elles sont faciles, en général, à distinguer de celles du courant direct, qui sont plus abondantes et tombent à plus larges gouttes.

223. Giboulées. — Au printemps, ce courant venant du Nord nous amène les giboulées de mars et d'avril, c'est-à-dire de ces averses brusques, mêlées de verglas et de pluie, quelquefois de neige, rapidement remplacées par des éclaircies de peu de durée, mais toujours avec vent du Nord et du N.-É., soufflant parfois en bourrasques. Tous ces effets résultent du mélange brusque d'un air froid venant du Nord, avec celui de l'îlot que le soleil commence à réchauffer. De même, en automne, le même mécanisme amène ces pluies froides qui présagent l'hiver.

En somme, sauf les différences qu'amène la succession des saisons, cette superposition de l'îlot des calmes et d'un ou plusieurs courants dérivés du courant équatorial se reconnaît toujours aux mêmes caractères : légère baisse barométrique, persistance générale, à la surface du sol, des vents faibles et indécis, qui sont ceux de l'îlot, et ne cèdent que localement et temporairement la place aux vents de bourrasques résultant des brusques condensations atmosphériques; au-dessus de cet air calme qui repose sur le sol, présence d'une ou plusieurs couches de nuages animées de mouvements rapides, quelquefois dans des directions divergentes ou opposées, mais toutes très minces, laissant transparaître le ciel ou les cirrus des couches supérieures au travers des interstices des nuages inférieurs; enfin, pluies faibles et irrégulièrement réparties; en été, orages promenés par le vent supérieur; en hiver, neiges peu abon-

dantes et peu persistantes, tels sont les caractères climatériques de cette situation qui n'est pas rare, car elle a persisté pendant presque tout l'hiver de 1888 et de 1890.

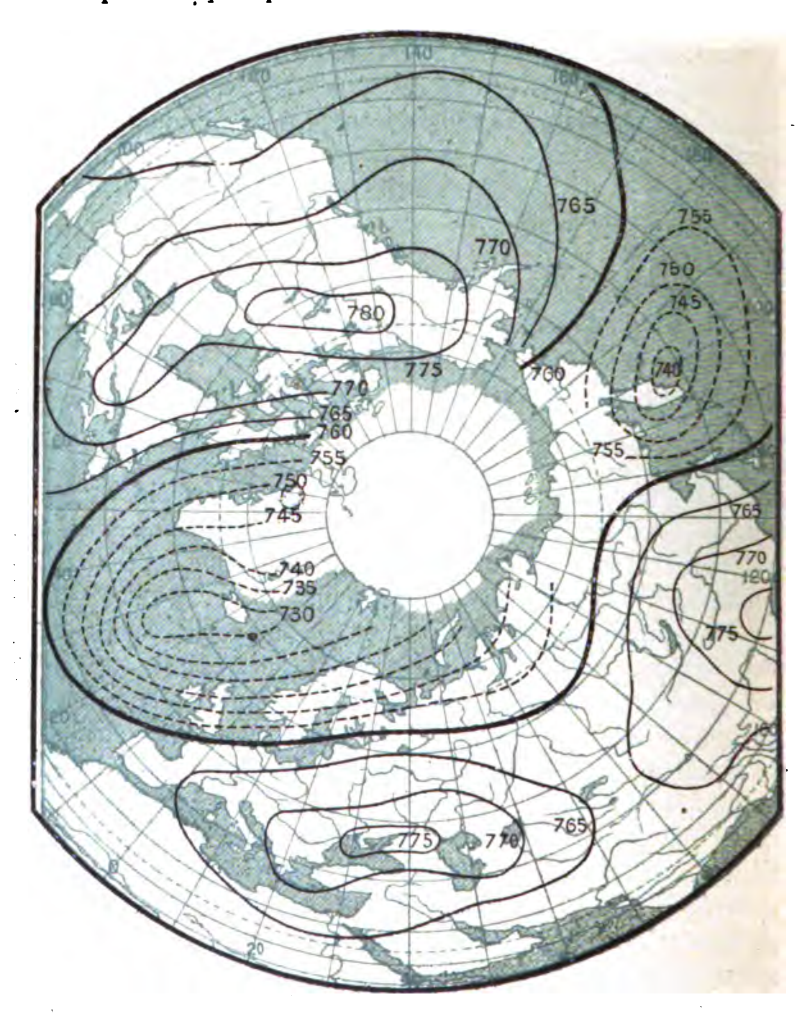


Fig. 127. ***Isobares du 11 février 1884.***

L'îlot des calmes de l'Amérique déborde largement sur le Pacifique, et celui de l'Europasie est arrêté par un courant dérivé qui le partage en apparence en deux moitiés à peu près égales, dont l'une couvre l'Europe, l'autre la Chine et une partie du Pacifique. Le courant équatorial contourne par le Nord la partie de l'îlot qui couvre l'Europe. Une partie revient vers le Sud par l'Oural et le Turkestan. L'autre se perd dans la Sibérie.



Fig. 128. ***Isobares du 4 novembre* 1881.**

L'îlot de calmes de l'Europasie est coupé en deux parties A et B par un courant dérivé, allant de la mer Blanche à la Caspienne et au golfe Persique, et dont les deux rives suivent parallèlement les deux isobares de 760 à ce niveau. L'îlot des calmes de l'Amérique est lui-même éventré, sur le côté Est de l'Amérique, par un courant du Nord allant du Canada à New-York. Le point de départ des courants marins est très visible sur l'Atlantique, en P. Sur le Pacifique une bourrasque O a envahi la côte américaine. Il y a donc ici quatre aires de hautes pressions et quatre aires de basses pressions, assez régulièrement distribuées. Mais cette régularité à son tour est exceptionnelle. Deux aires voisines peuvent se confondre ou se masquer, de sorte qu'entre les quatre aires très nettes de la figure 114, et les huit aires de cette figure, il y a place pour une foule d'arrangements intermédiaires. Par exemple, si le courant dérivé sur la Caspienne vient à cesser, les deux aires A et B n'en font plus qu'une, et il y aura six aires seulement marquées sur la figure.

Avec ce que nous venons de voir, nous sommes à même d'interpréter les deux figures 127 et 128, plus complexes que la figure 114, qui représentait comme elles la distribution des pressions sur l'hémisphère Nord, mais où le complexité résulte de ce que l'îlot des calmes de l'Europasie, dans la figure 127, et les îlots de l'Europasie et de l'Amérique, dans la figure 128, sont coupés par des courants dérivés, plus ou moins troublés, et venant au Nord, de sorte qu'il y a en apparence dans un cas trois îlots, et dans l'autre quatre îlots de calmes.

224. Causes des déplacements du courant et de l'îlot. — Ce serait le cas de se demander ici sous quelles influences se produisent ces déplacements incessants, sinon réguliers, de l'îlot et du courant. Il est sûr, par ce que nous avons dit plus haut, que la plus grosse partie du phénomène, par exemple la transposition annuelle de l'îlot de l'Océan sur les continents voisins, est dans la dépendance simultanée de la chaleur solaire et de la disposition relative des mers et des terres dans notre hémisphère. De même des variations de température, et par conséquent de densités, peuvent expliquer les variations journalières. Enfin, on conçoit que l'ampleur du courant, et par conséquent la largeur de l'îlot qu'il contourne, dépendent en partie de la grandeur et de la direction de la vitesse au départ. C'est ainsi que la région contournée par le jet parabolique de l'eau lancée par une pompe à incendie s'élargit ou se rétrécit, suivant la vitesse à l'orifice et son angle avec l'horizon. On peut même remarquer que le point où le jet vient frapper le sol dépend non de la grandeur et de la direction de la vitesse actuelle à l'extrémité de la lance, mais de celle avec laquelle est partie la portion du jet que l'on considère, de sorte que si le jet avait une oscillation à longue période, cette période se retrouverait la même, mais transposée dans le temps, dans la région d'arrivée. On voit de même souvent. dans le courant équatorial, des désaccords apparents entre les mouvements de la branche ascendante

et de la branche descendante. Avec ce qui vient d'être dit, ce défaut de synchronisme n'est pas un argument contre notre explication, qui met, comme on le voit, la plus grande partie des mouvements du courant et de l'îlot au compte des changements de densité, c'est-à-dire des variations de température.

Y a-t-il d'autres causes actives, de celles qu'on pourrait appeler cosmiques, par exemple une influence attractive du soleil et de la lune se traduisant par des sortes de marées atmosphériques ? Il est certain que ces marées doivent exister. Il est certain aussi que, du moment que l'atmosphère n'est pas homogène, qu'elle présente, comme elle le fait le plus ordinairement dans l'hémisphère Nord, deux îlots de calmes avec deux régimes de courants, tous en mouvements relatifs les uns par rapport aux autres, l'attraction de la lune ne doit pas se faire de la même façon sur les diverses parties de la calotte atmosphérique. Peut-être est-ce à elle qu'est dû ce mouvement incessant de transport de l'Ouest vers l'Est que Loomis a cru saisir dans les îlots de calme américain et europasiatique. C'est là un point qui n'est pas encore éclairci ; cela est fâcheux, car c'est précisément de ce côté qu'on pourrait sans doute le plus facilement aborder le problème de la prévision à longue échéance. En tout cas, on peut dire tout de suite que la fameuse démonstration de la non-influence de la lune sur le temps, donnée par Arago, est devenue caduque avec les notions actuelles. Arago a montré que les changements de temps se produisent à toutes les phases de la lune, et par conséquent, a-t-il conclu, se produisent en dehors d'elle. Mais qu'appelle-t-il changement de temps? Ce mot n'a de sens que pour une station donnée, et Arago n'a fait entrer en ligne de compte que les changements de temps, de la pluie au beau temps, ou du beau temps à la pluie, survenus à Paris. Mais quand on embrasse de vastes surfaces, on voit qu'à une même station météorologique correspondent des temps très divers suivant les lieux, et qu'à un même changement dans cette situation doivent correspondre par suite des changements de temps les plus

opposés. Qu'on imagine l'îlot des calmes, reposant sur l'Atlantique, entraîné vers l'Est par une attraction cosmique quelconque, lunaire par exemple, la France, après avoir été exposée, si on est en été, aux vents froids du courant de retour, comme dans la figure 124, trouvera sous l'îlot le beau soleil, la chaleur et le calme, puis, le mouvement se continuant, les pluies et le temps frais du courant ascendant. Tous ces changements dépendant à la fois, dans notre hypothèse, de l'action de la lune et de la position ou de la largeur initiale de l'îlot, pourront être sans aucun rapport saisissable avec l'âge de la lune, et pourtant, il serait évidemment absurde de conclure qu'ils n'ont aucune relation avec le mouvement de transport de l'îlot des calmes, et par conséquent avec la cause qui le produit.

CHAPITRE XXI

BOURRASQUES ET TEMPÊTES

225. Bourrasques dans le courant équatorial. — On peut prévoir que le fleuve aérien chaud et humide dont nous venons d'esquisser le cours, et qui côtoie, en hiver, des rives froides et sèches, peut devenir le siège de nombreux tourbillons. Nous ne savons pas toutes les causes de production de ces tourbillons, mais avec celles que nous connaissons, nous pouvons prévoir aussi que ces tourbillons se produiront de préférence sur la rive gauche ou convexe, parce que c'est là que les différences de vitesse et de température entre le courant et ses rives seront les plus marquées. Une fois formés, ces tourbillons *inverses* auront des chances de durer et même de s'agrandir, car le sens de leur rotation est d'accord avec celui que tend à leur imprimer le mouvement de rotation de la terre, quand il se produit des condensations, ainsi que nous l'avons vu au § 193. Sur la rive convexe ou droite, les tourbillons qui pourraient se produire ont un sens de rotation que contrarie celui de la terre, et s'effacent sitôt formés, ou du moins sans prendre d'importance. Enfin, on peut prévoir aussi que ces tourbillons seront plus fréquents sur la branche ascendante et transverse du courant équatorial que sur la branche de retour, qui est large, diffuse, pauvre en vapeur d'eau, tandis que la branche ascendante est chaude, profonde et rapide.

Les mouvements tourbillonnaires, que nous appellerons désormais *bourrasques*, sont en effet fréquents dans le courant équatorial, et ils possèdent bien le sens de rotation

voulu, car ceux qui traversent notre Europe tournent tous en sens inverse des aiguilles d'une montre, comme les cyclones de l'hémisphère boréal. Il en est de même de ceux qu'on observe en Amérique. Cette ressemblance générale avec les cyclones va nous permettre de passer rapidement sur leur histoire, car nous n'aurons qu'à nous rapporter à ce que nous avons dit à propos des cyclones pour tout ce qu'il peut y avoir de commun entre ces deux phénomènes, et nous n'aurons à insister que sur leurs caractères différentiels.

226. Les bourrasques sont de toutes les saisons. — Les cyclones, se produisant dans une région de vents réguliers, ne peuvent prendre naissance que lorsque s'y produisent des irrégularités résultant à la fois de la position des lieux et du changement des saisons. L'irrégularité est permanente dans le courant équatorial. Les bourrasques pourront donc s'y former en tout lieu et en toute saison. On les voit en effet se former un peu partout, et telle qui, au départ et pendant une partie de son parcours, semblait n'avoir aucune importance, en prend subitement à un moment donné. Néanmoins, elles sont surtout fréquentes en hiver sur les côtes de l'Europe et de l'Amérique.

227. Isobares dans les bourrasques. — Comme les cyclones, les bourrasques peuvent être figurées par des isobares à peu près concentriques (fig. 129, 130, 131, 132), le long desquelles le vent souffle en tournant en sens inverse des aiguilles d'une montre. Ce vent, comme dans les cyclones, est d'autant plus violent que la bourrasque est plus *creuse*, c'est-à-dire que les isobares y sont plus rapprochées. Mais il ne faut pas s'attendre à retrouver ici la forme presque circulaire des isobares des cyclones. Les courbes des bourrasques, tout en restant grossièrement concentriques, sont plus tourmentées, plus irrégulières, surtout lorsque la bourrasque n'est pas violente. La surface embrassée dans la bourrasque est aussi beaucoup plus étendue, et est arrivée à comprendre la presque totalité de l'Europe ou de l'Atlantique Nord.



Fig. 129. *Isobares du* 9 *octobre* 1878.

Une bourrasque existe sur l'océan Atlantique au large de l'Irlande, le 9 octobre au matin. Elle est caractérisée par la baisse du baromètre, l'allure du vent, la forme des isobares. Le vent souffle franchement du Sud sur les îles Britanniques, du S.-E. sur la côte de Norvège, du N.-E. en Islande. La force du vent est d'autant plus grande que les isobares sont plus rapprochées l'une de l'autre. Une tempête du Sud règne au cap Lizard. Le ciel se couvre sur les Iles-Britanniques et la France; déjà la pluie tombe sur le Nord de l'Irlande et à l'entrée de la Manche; au contraire, le temps est beau en Autriche, en Turquie, sur la Russie méridionale, où les pressions sont élevées et les vents faibles.

Sur la Méditerranée, vers le golfe du Lion, il s'est produit une dépression secondaire moins importante B, au centre de laquelle le baromètre ne descend pas au-dessous de 758^{mm}. (Mascart, *la Météorologie appliquée à la prévision du temps.*)

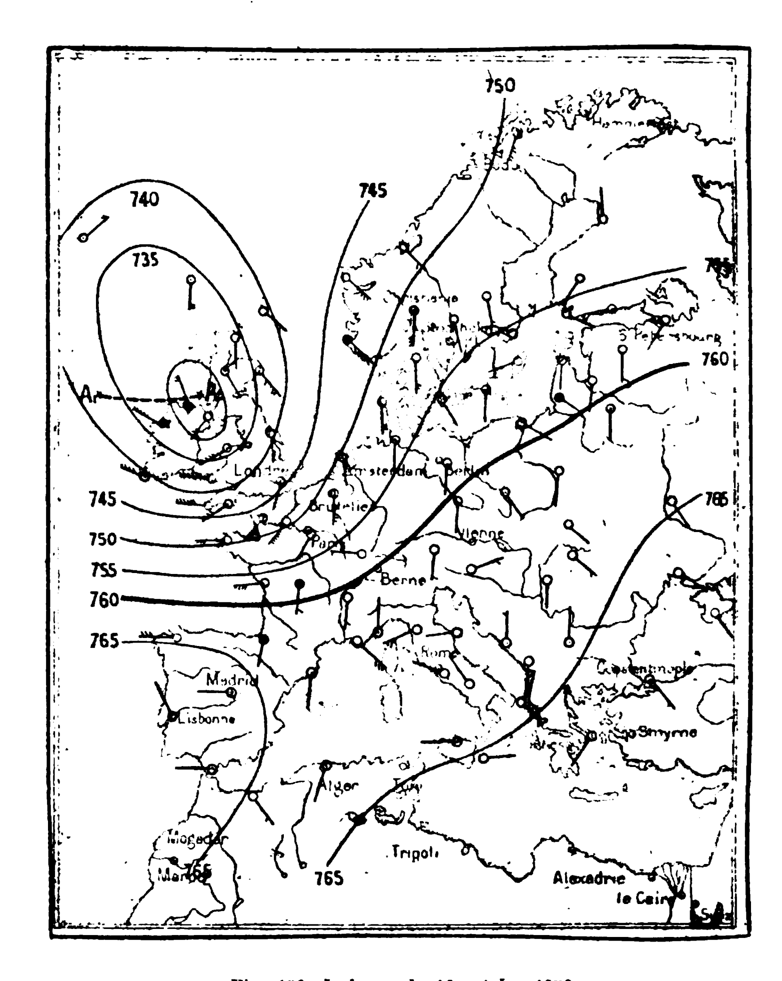


Fig. 130. *Isobares du 10 octobre* 1878.

Le 10 octobre au matin, le centre de la bourrasque se trouve au Nord de l'Irlande, au point A_2, où le baromètre est descendu à 728mm. Cette baisse s'étend, en diminuant progressivement d'intensité, sur la Grande-Bretagne, la Belgique et le Nord de la France. La mer est grosse et les vents violents sur la Manche et l'Océan, depuis le Havre jusqu'à Rochefort. Le mouvement de rotation de l'air autour du point A_2 est nettement accusé : le vent souffle du N.-W. au Nord de l'Irlande, du S.-W. sur la Manche, du Sud sur la mer du Nord, du S.-E. aux îles Shetland, de l'Est aux Hébrides, du N.-E. en Irlande. C'est seulement dans ce qu'on appelle la portion dangereuse du tourbillon que le vent a pris une force plus ou moins grande. Il est faible dans la portion située à gauche du chemin parcouru par le centre. De fortes pluies tombent sur les îles Britanniques, et en France sur les versants de la Manche et de l'Océan.

Le beau temps accompagne les fortes pressions qui persistent sur l'Europe orientale et l'Algérie. (*Ibid.*)

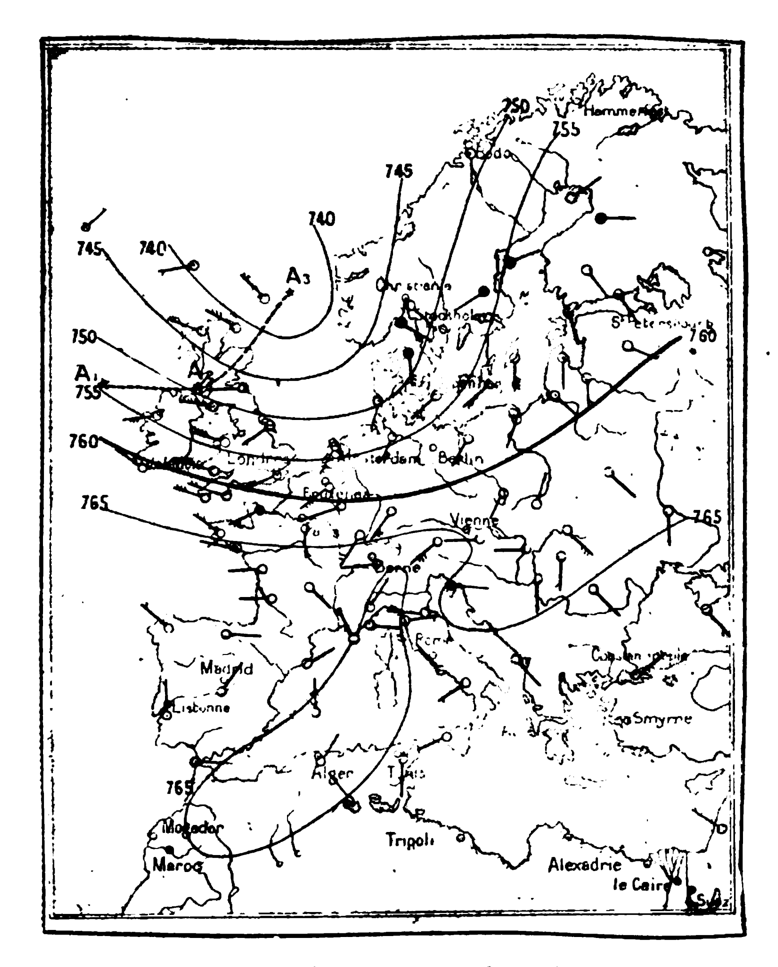


Fig. 131. *Isobares du 11 octobre 1878.*

La bourrasque s'éloigne par le N.-E. A huit heures du matin, son centre est en A_3, à l'Est des îles Shetland. Une hausse considérable du baromètre se produit à l'arrière du tourbillon, sur toute l'Europe occidentale : elle atteint 25^{mm} en Irlande. En même temps la pression minimum remonte de 730 à 740^{mm}, et les vents, qui tournent au N.-W. en Irlande, faiblissent partout : l'équilibre commence à se rétablir. (*Ibid.*)

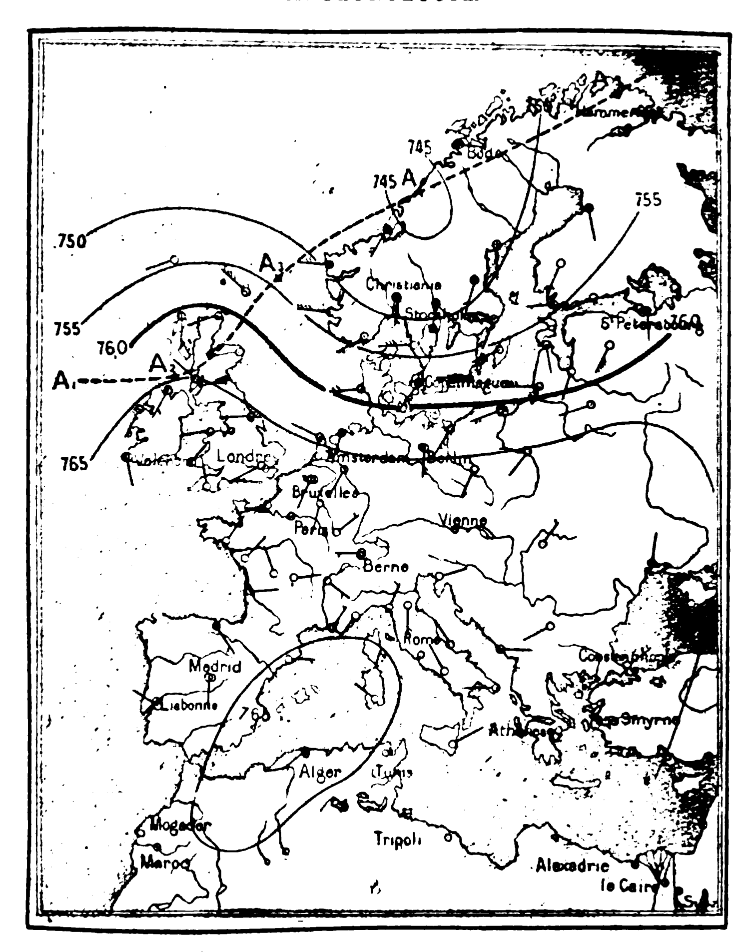


Fig. 132. *Isobares du 12 octobre 1878.*

La bourrasque continue à s'éloigner vers le N.-E.; à huit heures du matin, son centre passe en A_4 sur la côte de Norvège. Le vent est redevenu faible et la mer belle sur nos côtes; la pluie cesse de tomber en France.

Le 13 octobre le centre de la bourrasque passe en A_5, non loin du cap Nord : le tourbillon s'éloigne définitivement. Il n'y a donc plus lieu de s'en préoccuper pour nos régions : mais bien que la hausse du baromètre s'accentue encore, divers symptômes permettent déjà de prévoir l'approche d'une nouvelle bourrasque arrivant de l'Océan. En effet, si, le 12 octobre au matin, la dépression au Nord étendait encore son action sur les îles Britanniques, on verrait les vents souffler d'entre Ouest et Nord en Irlande. Or on a vu sur les figures précédentes, qu'à Valentia, au S.-W. de l'Irlande, le vent soufflait du Sud le 9; de l'Ouest le 10; du Nord le 11, exécutant ainsi un mouvement de rotation directe. Mais dès le 11 au soir, ce mouvement s'arrêtait, et le vent rétrogradait au Sud. La figure ci-dessus montre que le 12 octobre à huit heures du matin, cette modification dans l'allure générale du vent s'étend sur toutes les côtes occidentales des îles Britanniques, depuis les Hébrides jusqu'aux îles Scilly. De plus les isobares s'infléchissent sur l'Océan. Une deuxième bourrasque suit donc de près la première, et en la suivant dans ses étapes successives, on verrait se reproduire dans le même ordre les divers phénomènes que nous venons de passer en revue. (*Ibid.*)

228. Relations du vent avec les isobares. — De plus, les vents ne sont pas plus que dans les cyclones tangents aux isobares, et le moment est venu d'élucider une question que nous avons dû laisser en suspens, faute d'observations, quand nous avons parlé des cyclones. C'est celle de l'inclinaison manifeste des vents de surface vers le centre de la bourrasque ou du cyclone. Les causes en sont faciles à saisir. La bourrasque, comme le cyclone, ne persiste et ne dure que parce qu'il y a, de son extérieur vers son intérieur, un excédent de pression contrebalancé, pour l'équilibre, par la force vive des molécules sans cesse rejetées du centre à la circonférence en vertu du mouvement de rotation. Quand les frottements sur le sol ou les obstacles naturels diminuent cette force vive en la transformant en mouvement des obstacles ou en chaleur, l'excédent de pression extérieure peut rejeter et rejette souvent, en effet, vers l'intérieur de la bourrasque, du cyclone ou de la trombe, de l'air avec les corps solides qu'il emporte, et qui saisis par le mouvement tourbillonnaire, peuvent être emportés plus ou moins haut avant de retomber. C'est ce qu'on voit bien dans l'expérience suivante de M. Weyher.

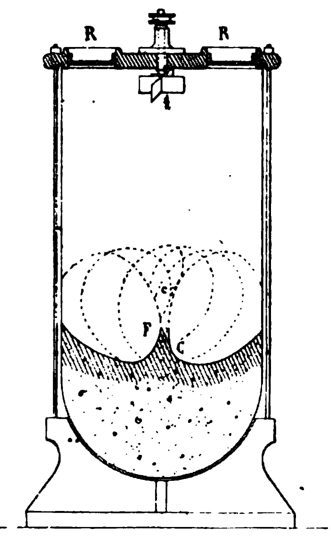


Fig. 133.

Un cylindre en verre (fig. 133) est rempli au quart de sa hauteur de farine de gruau, et fermé par un couvercle par le centre duquel passe l'axe d'un petit moulinet *t*, formé de deux lames en carton implantées perpendiculairement l'une à l'autre sur l'axe de rotation. Quand on fait tourner ce ventilateur avec une vitesse suffisante, on voit la surface du gruau, primitivement plane, se surélever en cône vers son centre.

Le long des flancs de ce cône s'élèvent constamment des poussières farineuses qui remontent plus ou moins haut, sont rejetées latéralement et retombent au voisinage des parois, de sorte que la surface de la farine se creuse en gorge.

On peut faire la même expérience dans une chambre; en faisant tourner le moulinet, il se fait une aspiration par le haut et par le bas, avec rejet latéral de l'air le long des ailettes. Le tourbillon ainsi créé au-dessous se ferme aussitôt qu'il a atteint en descendant la surface du plancher, et constitue un tube aérien qui relie le moulinet au sol. Si à 15 ou 20 centimètres au-dessous du tourniquet, on place un bassin rempli d'eau chaude, on voit d'abord les vapeurs agitées de mouvements tourbillonnaires désordonnés ; puis, tout à coup, la trombe s'amorce : les vapeurs, au lieu de s'échapper en tout sens, se dirigent au contraire vers l'axe: l'eau elle-même monte faiblement le long de cet axe, et constitue le *buisson* ordinaire des trombes. Désormais, en vertu de ces liaisons moléculaires qui s'établissent entre les diverses particules d'un gaz en mouvement régulier, la trombe devient une sorte de tarière aérienne à axe creux, et tout le travail du tourniquet se concentre à la surface de l'eau sur laquelle il dépense une partie de l'énergie dépensée. « En effet, dit M. Weyher, avant l'amorçage de la trombe, le moulinet tourne facilement sans fatiguer sa corde ou sa courroie de commande, tandis qu'après l'amorçage, la corde glisse ou la vitesse se ralentit un peu, et le tourniquet fatigue ou secoue son support. On sent très bien que maintenant il effectue un travail plus considérable. »

Une fois la trombe amorcée, on peut éloigner le bassin sans troubler le phénomène. Si on fait voyager le tourniquet, la trombe le suit dans son mouvement. Nous verrons plus tard que toute la théorie des trombes est dans cette curieuse expérience, où on voit une vitesse de rotation se transformer en un mouvement tourbillonnaire régulier descendant vers le sol, avec aspiration possible suivant l'axe, grâce à la dépression qui y règne, dans les régions où, localement ou momentanément, cet accès de la dépression centrale est possible.

Il y a donc, manifestement, une petite aspiration vers le centre, et de même il peut et il doit y avoir quelque chose de pareil au voisinage du sol dans les bourrasques et cyclones. Aussi voit-on les vents de surface s'incliner vers le centre d'un angle plus ou moins aigu. Mais nous avons dit que M. Hildebrandsson, auquel est due cette intéressante observation, avait vu aussi qu'à distance du sol la direction des nuages inférieurs déviait à droite des vents de surface, et était exactement tangente aux isobares, autant qu'on peut le voir au travers des incertitudes du tracé des isobares et de l'appréciation de la direction des vents supérieurs. Nous pouvons donc ne pas nous préoccuper de l'angle plus ou moins aigu que fait la direction du vent avec celle de l'isobare. Tout ce qu'il faut relever, c'est une tendance générale des vents au voisinage du sol, dans une bourrasque, à converger vers l'intérieur des courbes. Cette tendance, nous l'avons déjà signalée dans les cyclones : nous venons d'essayer de la ramener à sa véritable importance, qui est minime.

229. Règle de Buys-Ballot. — De cette rotation constante du vent dans les bourrasques de l'hémisphère Nord résulte qu'on peut leur appliquer une règle analogue à celle de Piddington. Cette règle, formulée pour la première fois d'une façon précise par M. Buys-Ballot, est la suivante : *Dans nos climats, tournez le dos au vent et étendez la main gauche ; le minimum de pression est dans la direction de cette main.* Il est facile de reconnaître que c'est la règle de Piddington pour l'hémisphère Nord. On tourne le dos au vent au lieu de lui faire face, et on étend la main gauche au lieu de la droite. Cette règle de Buys-Ballot peut donc être remplacée par la règle de Piddington, ce qui consacre, non l'identité des bourrasques et des cyclones, mais l'identité des sens de rotation dans un même hémisphère. On peut vérifier du reste que cette règle s'applique encore lorsqu'il n'y a pas de bourrasque et que le courant coule régulier. En faisant face au courant, sur la rive droite, qui est en général la nôtre, on a dans la direction de sa main droite la région où

les basses pressions sont le plus voisines de l'observateur. Il n'en serait pas de même sur la rive gauche. Ajoutons, pour terminer, que si nous avons pu à la rigueur parler du centre d'un cyclone, à raison de la forme presque circulaire des isobares et des courbes de rotation du vent, il n'y a plus de centre bien défini dans une bourrasque à isobares irrégulières, et que la règle de Buys-Ballot est moins précise que celle de Piddington.

230. Mouvements de translation des bourrasques. — Enfin, comme les cyclones, les bourrasques voyagent (fig. 129 à 132) dans le courant qui les a formées. Elles ont par conséquent un bord dangereux au Sud de la trajectoire du centre, un bord maniable au Nord. A raison de la forme irrégulièrement circulaire des isobares et des lignes de rotation des vents, on ne pourrait plus faire pour les bourrasques le raisonnement précis fait (184) pour les cyclones. Les points au Sud de la trajectoire du milieu de la bourrasque pour lesquels la vitesse résultante est égale à la somme de la vitesse de rotation du vent et de la vitesse de translation de la bourrasque ne sont pas sur une ligne menée normalement à la trajectoire, etc. Mais, d'une manière générale, les vitesses résultantes sont augmentées au Sud de la trajectoire, et diminuées au Nord, et même, comme ici la vitesse de rotation et la vitesse de translation sont à peu près du même ordre de grandeur, il peut arriver qu'au Nord de la trajectoire, les vents soient si faibles qu'ils s'effacent, et qu'une bourrasque circulaire disparaisse dans sa moitié Nord, pour n'être sensible que sur sa moitié Sud,

Quelle est la vitesse de translation des bourrasques? Nous savons que les tourbillons des fleuves ne sont pas de simples épaves, qu'ils résistent en partie au courant, et même le fendent quelquefois obliquement, de façon à gagner le milieu de la rivière, s'ils se sont formés sur les bords. Parfois cependant, ils tournoient sur place dans une anse tranquille. Mais cela est rare, et jamais leur vitesse, quand ils sont emportés, n'est notablement différente de celle du cou-

rant. Il doit évidemment en être de même pour les bourrasques, et les vitesses extrêmes, comme grandeur et comme petitesse, qu'on leur a attribuées quelquefois, tiennent à une erreur d'interprétation des cartes qui consiste à voir des bourrasques dans le courant équatorial là où il n'y en a pas. Quand les isobares sont espacées et allongées dans le sens du courant, c'est-à-dire quand le courant est tranquille, il ne faut qu'un petit remous local, une erreur de transmission télégraphique, moins encore, un caprice du dessinateur, pour jeter en travers du courant une branche d'isobare qui dès lors prendra les allures d'une courbe fermée et aura l'air de contourner une bourrasque. Le lendemain, la même situation peut se reproduire au même point, et alors la bourrasque paraîtra immobile. Elle peut se reproduire à l'autre extrémité du courant, à l'Est, et alors la bourrasque aura semblé voyager en 24 heures de l'Irlande à la Baltique. Elle peut se retrouver au contraire à l'Ouest, et alors la bourrasque aura paru rétrograder. Elle peut enfin ne pas se reproduire du tout, et alors la bourrasque semblera avoir traversé toute la carte avec une vitesse extrême. D'autres fois encore on a pris comme centres de bourrasques, dans le cas de courant dérivé, les deux moitiés de la trace sur la carte du courant dérivé (fig. 125, 126), et alors, comme la situation varie peu du jour au lendemain, on en a conclu que ces bourrasques pirouettaient sur place. Tous les calculs de vitesse sont à refaire en tenant compte de cette cause d'erreurs. En général les vitesses assignées aux bourrasques me semblent trop fortes, et ne pas devoir dépasser en moyenne la vitesse moyenne des vents dans le courant équatorial qui est de 20 à 40 kilomètres à l'heure.

231. Loi de Dove. — Du sens général de la rotation inverse des vents dans les bourrasques de l'hémisphère Nord il résulte (185) que la rotation directe de la girouette sera la loi pour tous les observateurs placés dans leur bord dangereux, et d'une manière générale au Sud de leur trajectoire. Comme cette trajectoire contourne en général l'Europe en hiver, dans la vraie saison des bourrasques, la rotation

directe de la girouette sera la règle en Europe [1]. Il en sera de même en Amérique. C'est ce qu'avait remarqué Dove, et l'observation est même plus ancienne, car Dove, après avoir mis en évidence par des faits nombreux ce qu'il avait appelé la *loi de giration*, a mis la plus louable conscience à retrouver dans Pline, Théophraste, Aristote, et même dans l'Ecclésiaste, l'énoncé de cette rotation des vents dans le même sens que le soleil. Cette loi de Dove, qui a paru importante tant qu'on n'a su comment l'expliquer, est aujourd'hui une conséquence

1. Il est inutile de citer des exemples de rotation directe du vent dans nos régions; ils sont le cas normal et presque constant. Voici un exemple de rotation inverse, emprunté à une note du vice-amiral de La Roncière. C'est celui de la tempête du 11 janvier 1866, observée à bord du *Magenta*, en rade de Cherbourg :

« ... Les jours précédents n'avaient rien présenté d'insolite sur la rade. Le 9, il ventait grand frais de W.-N.-W., avec des grains de pluie ou de grêle. Le baromètre était en moyenne à 741 millimètres. Dans la nuit du 9 au 10, le vent mollissait et le temps s'éclaircissait. Le 10 au matin, le vent assez faible, tournait au S.-W., au Sud et au S.-E. (rotation inverse). Toute la journée du 10, les vents sont restés au Sud et au S.-E. Forte brise, le baromètre baissant lentement d'abord, puis avec rapidité. A minuit, il était à 727 millimètres. Il baissa alors de plus en plus rapidement jusqu'à 5 h. 30 du matin, où il s'arrêta à 721 millimètres et commença de monter. Les vents étaient toujours au S.-E., tournant à l'E.-S.-E. Le temps était couvert et pluvieux. Sauf la situation si exceptionnelle du baromètre, rien n'annonçait une tempête prochaine... A 10 heures du matin, le vent tourna assez rapidement à l'Est au N.-E. et au Nord où il se fixa et fraîchit rapidement. Les coups de vent de cette direction sont excessivement rares à Cherbourg A 10 h. 30, il ventait grand frais. A 11 heures, le vent avait pris toute sa force. De 11 h. 30 à 3 h. 30, le baromètre monta de 9 millimètres. Le vent soufflait avec la même violence, au point qu'il était impossible de s'y exposer sans se tenir solidement à un point fixe. A 3 h. 30, le vent mollissait un peu par moments. A 5 heures, ce n'était plus qu'un grand coup de vent; puis il diminua successivement jusqu'à minuit, où il devint très maniable. En mollissant, le vent avait passé du N.-N.-W. au N.-W. A minuit, le baromètre marquait 751 millimètres. Le temps s'est ensuite tout à fait remis. Le 12 au matin, le temps était beau, avec brise du N.-W.

« Le centre de la tempête avait passé au S.-E. de Cherbourg, en marchant vers le N.-E. »



directe de nos connaissances sur la circulation aérienne. Il importe seulement de remarquer que si la rotation directe est surtout celle qu'on constate dans les pays tempérés, les plus riches en observatoires, elle n'est pas seule à se produire. Toute rotation directe a comme pendant naturel (184), une rotation inverse. Mais celle-ci est peu sensible à cause de la faiblesse des vents dans le bord maniable (230). Ce bord maniable couvre lui-même d'ordinaire des régions où les observatoires sont rares ou absents. Double raison pour que ces cas de rotation inverse se noient dans l'ensemble des observations, et que les rotations directes soient prédominantes.

Nous avons maintenant à nous préoccuper des changements que les bourrasques amènent dans le courant qui les transporte. Mais pour cela, il est nécessaire de nous faire, comme pour les cyclones, une idée des mouvements de l'air dans leur intérieur.

232. Le mouvement est descendant dans les bourrasques. — Nous avons assez longuement discuté la question à propos des cyclones pour n'avoir pas à y revenir : l'air est descendant dans les bourrasques. Il est appelé des régions supérieures vers les régions inférieures par l'aspiration et le vide central amené par le mouvement centrifuge. Arrivé à une hauteur variable, il est saisi par ce mouvement et rejeté à l'extérieur. Le froid qu'il y apporte et les condensations qu'il y amène entretiennent le mouvement giratoire. Quant à ses origines, qui dans un cours aussi tourmenté que celui du courant équatorial, doivent être très irrégulières, il faut sans doute les chercher dans quelque chose d'analogue à ce qu'on voit se réaliser dans une curieuse expérience de M. Weyher que voici :

On donne, par un moyen quelconque, une vitesse rapide de rotation à un sphéroïde S (fig. 134), formé de lames métalliques rangées en cercles de longitude. A une certaine distance du sphéroïde, dont l'axe de rotation peut être quelconque, on place une cuvette plate renfermant de l'eau assez chaude pour que sa vapeur soit visible dans l'air extérieur, et on fait

tourner le sphéroïde. On voit alors le courant d'air chaud et humide qui monte de la cuvette, et qui jusque-là flottait et se divisait au moindre courant d'air, prendre la forme d'un cône renversé, d'une trombe en miniature, sous l'influence de l'agitation régulière, mais *de sens quelconque*, que les ailettes du sphéroïde communiquent à distance à l'air environnant. En d'autres termes, l'air humide et chaud animé, en vertu de sa plus faible densité, d'un mouvement ascendant irrégulier, tend à prendre un mouvement giratoire vertical lorsqu'autour de lui se produisent des mouvements tourbillonnaires, de sens quelconque, à la seule condition que ces mouvements tourbillonnaires aient une certaine régularité. Il y a là un mélange de lois physiques et de lois mécaniques du mouvement des fluides dont le détail nous échappe, mais que l'expérience curieuse de M. Weyher nous montre en action.

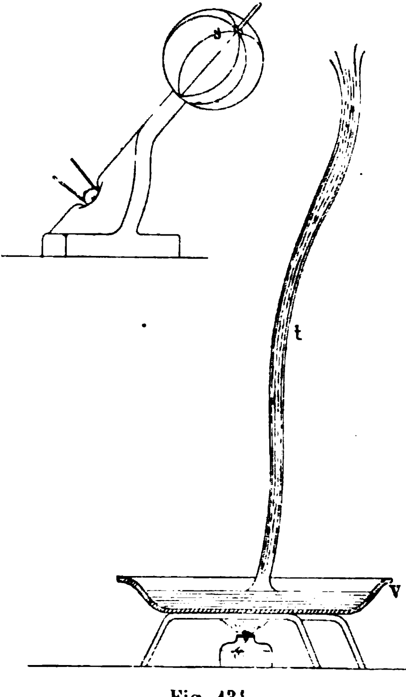


Fig. 134.

Quelles que soient les causes de sa formation, ce grand mouvement d'aspiration de haut en bas n'est du reste pas, nous l'avons dit plus haut, incompatible avec des mouvements locaux et limités en sens inverse. Dans les endroits où le mouvement centrifuge, sur le pourtour du tourbillon, rencontre des obstacles, par exemple au voisinage du sol, c'est sur ces obstacles ou sur ce sol que la force vive se dépense, et si elle s'affaiblit ou s'éteint, comme elle est le

seul obstacle placé à un niveau quelconque, entre l'intérieur du tourbillon, où la pression est faible, et l'air extérieur dont la pression est normale, il peut y avoir par ces *trous* aspiration de l'extérieur vers l'intérieur. Mais la situation générale est celle d'une aspiration du haut vers le bas, suivie d'un refoulement latéral.

Nous aurons à examiner par le menu, quand nous parlerons de la formation des pluies, les conséquences de cette situation. Pour le moment, nous n'en voulons tirer que sa conclusion générale, c'est l'arrivée continue dans l'air chaud et humide des profondeurs du courant équatorial d'un air sec et froid emprunté à ses couches supérieures. De là évidemment des pluies, un ciel couvert et agité, même de la neige, des rafales provenant de condensations subites, bref toute une série de phénomènes dans lesquels la brusquerie et le désordre s'allient à une sorte de régularité. C'est la tempête d'hiver de nos régions. En été, les phénomènes sont les mêmes, la neige est seulement absente. Nous verrons qu'elle est remplacée par de la grêle dans la région des orages, qui est toujours voisine de la limite entre l'îlot des calmes et le courant équatorial ou un courant dérivé.

233. Influence des bourrasques sur la distribution des pluies. — De cette conclusion générale, et dont nous aurons bientôt à creuser le détail, résulte une conséquence. Le courant équatorial, s'il était toujours tranquille, ne déverserait ses pluies qu'au fur et à mesure qu'il se refroidirait en remontant vers le Nord, ou que, rencontrant des chaînes de montagnes, il dépenserait sa chaleur à s'élever le long des pentes. Dans le long trajet qu'il parcourt vers le Nord, la seule barrière sérieuse qu'il rencontre est faite des Alpes Scandinaves, qui sont en effet très arrosées; mais l'immense plaine du Nord de l'Europe, où les obstacles sont à peine sensibles, ne pourrait agir que par sa température et non par son relief, de sorte que le courant équatorial transporterait très avant dans les terres les pluies abondantes dont il est chargé. En somme, la distribution des pluies

dépendrait surtout de conditions de latitude et d'altitude, aurait une certaine régularité, et pourrait se faire sur une large portion du continent. L'intervention des bourrasques change cette distribution. Elle en laisse naturellement subsister les grandes lignes. L'action des chaînes de montagnes n'est pas effacée, pas plus que celle des régions froides; mais en provoquant la chute de la pluie par suite d'une action *intérieure* au courant, et par conséquent indépendante de l'action *extérieure* des lieux, elle assure une distribution plus égale des pluies sur le parcours du courant, plus irrégulière aussi, plus indépendante des circonstances locales. Nous verrons bientôt combien le détail des phénomènes est conforme à ces prévisions théoriques, que nous devions énoncer ici sans avoir encore les moyens de les vérifier.

CHAPITRE XXII

PRÉVISIONS BAROMÉTRIQUES

234. — Avec les notions que nous avons acquises, nous pouvons déjà établir un système de prévisions, basées sur l'étude de la marche du baromètre et des vents. Je n'ai pas besoin de dire que, dans un livre comme celui-ci, nous ne pouvons prendre le mot *prévisions* que dans son sens le plus général, et que nous devrons laisser de côté tout ce qu'il y a souvent de local dans les phénomènes météorologiques. Nous serons aussi forcés de laisser en dehors de notre cadre tout ce qui ne s'inscrit pas sur des instruments : le degré de transparence de l'air, l'aspect des horizons familiers, la physionomie du ciel étoilé, ces mille impressions qu'éprouve le météorologiste qui vit au grand air, et dont l'interprétation dépend d'un flair particulier ou d'un degré d'habitude qui donne souvent le pas au paysan le plus inculte sur le savant le mieux outillé. Mais cette expérience individuelle du paysan ne se transmet pas, parce qu'elle n'est pas scientifique, et même, chez celui qui la possède, elle gagnerait à s'aider des connaissances générales que le savant possède, et que le moment est venu de montrer à l'œuvre.

235. Région placée sous le courant équatorial. — Supposons d'abord que nous soyons dans le courant équatorial, et que celui-ci ait un cours régulier. Le baromètre est bas, au-dessous de la moyenne; le vent, un peu variable de force, souffle toujours à peu près du même point de l'horizon; les nuages, qu'il faut toujours étudier quand on

le peut, de préférence à la girouette, ont à peu près même direction que les vents de surface. Le ciel, tantôt couvert, tantôt libre, suivant les combinaisons incessamment variables de la température et de l'humidité, présente, dans les parties découvertes, cette sorte de transparence laiteuse qui résulte de la présence à l'état invisible de la vapeur d'eau. Enfin, les pluies qui, localement, le long des pentes opposées au courant, peuvent être continues, sont peu abondantes, parce que les causes de refroidissement ne sont pas puissantes. Tous ces caractères peuvent avertir l'observateur isolé de la situation existant au-dessus de sa tête; mais s'il a en outre à sa disposition une carte météorologique du jour, il y verra les isobares rangées en degrés à peu près parallèles dans la direction du vent (fig. 133), et à peu près rectilignes sauf quelques inflexions. Si dans ces conditions le baromètre baisse sans que le vent change de direction, c'est que le courant équatorial se creuse ou que son milieu se rapproche. Si le baromètre monte dans les mêmes conditions, c'est que son milieu s'éloigne et que l'îlot des calmes devient plus voisin. Mais la situation reste la même. Elle ne change vraiment que lorsque à une baisse barométrique brusque correspond une saute de vent qu'il faut toujours surveiller, non pas sur la girouette, mais sur les nuages inférieurs qui en général l'accusent plus tôt et avec plus de rigueur.

Si c'est une bourrasque qui approche, cette saute de vent, qui résulte d'une rotation inverse, est suivie à brève échéance d'une rotation directe plus ou moins voisine d'une demi-circonférence, suivant que le centre passe plus ou moins près du poste d'observation. C'est ce que montre, sans qu'il soit nécessaire de recommencer ici un raisonnement identique à celui que nous avons fait § 185, la figure 135 dans laquelle M est le centre du diagramme des vents éprouvés à la station M pendant que passe sur elle, emportée dans la direction de la flèche, la bourrasque O, figurée par trois de ses isobares. A l'origine, tant que la station était hors du cercle d'action de la bourrasque, le vent qui y régnait était

le vent 1 dirigé dans le sens de la flèche 1, c'est-à-dire du courant équatorial. On voit que ce vent saute de 1 à 2, c'est-à-dire subit une rotation inverse dès l'arrivée en 2, sous la zone d'action de la bourrasque, puis tourne dans le sens direct en 3, 4, 5, 6, jusqu'au moment où, la bourrasque passée, le vent reprend sa direction primitive, c'est-à-dire subit de nouveau une rotation inverse qui le ramène à son rumb primitif.

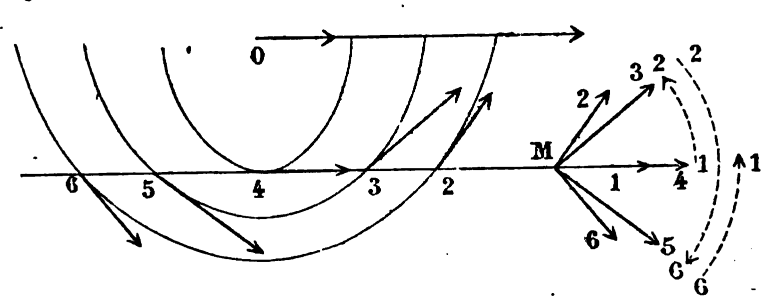


Fig. 135.

Simultanément, le baromètre a baissé d'abord, est remonté ensuite. Lors donc qu'on voit le baromètre baisser, les nuages d'abord et la girouette ensuite subir rapidement une rotation inverse, ou pour employer l'expression vulgaire, *le vent tourner contre le soleil*, c'est que le temps devient menaçant et qu'une bourrasque approche. On la voit ensuite se dessiner avec ses caractères ordinaires, de vents d'autant plus violents que la chute du baromètre est plus profonde, de pluies, de neiges, ou de tempête désastreuse pour les navires sur mer et quelquefois pour les habitations à terre.

236. Prévision des bourrasques. — Ce sont seulement ces tempêtes qui rendent le courant équatorial redoutable, et que la science doit s'efforcer de prévoir du plus loin ; c'est ici que nous retrouvons l'utilité du télégraphe et des cartes synoptiques. Quelques-unes de nos tempêtes d'Europe ont effleuré les côtes américaines, lorsque le courant équatorial coule du S.-W. au N.-E., sur la moitié Ouest de

l'Atlantique. Il est alors voisin du courant descendant de l'Amérique du Nord, plus exposé à le rencontrer, et à subir à son contact ces variations brusques de température et d'humidité que nous savons être de puissants agents générateurs de mouvements cycloniques. D'autres fois (fig. 136 et 139) un îlot de calmes largement assis sur l'Amérique empêche tout contact entre le courant descendant du Pacifique qui longe les Montagnes Rocheuses, et le courant ascendant de l'Atlantique qui n'en est pas moins troublé. D'autres fois il semble que ce soient les bourrasques qui ont traversé le Nord de l'Amérique, emportées par le courant équatorial de cette région, qui franchissent l'isthme étroit d'air calme qui sépare parfois (fig. 128) la branche descendante de ce courant de la branche ascendante de celui de l'Europe, passent sans transition dans le lit de notre courant, où elles puisent une nouvelle force et nous arrivent convoyées par lui.

Dans les deux cas, il a paru possible de surveiller au départ ces bourrasques, de chercher à prévoir, en combinant leur direction originelle avec les indications de l'expérience, leur marche au travers de l'Atlantique, et de prévenir par le télégraphe les côtes de l'Europe qu'elles semblent le plus menacer. Ce large programme de science et de philanthropie, digne de prendre place dans les préoccupations d'une grande nation, et capable de marquer dans son budget, est précisément celui que s'était proposé en Amérique un simple citoyen, M. Bennett, directeur du *New-York Herald*. Il envoyait tous les jours, à titre de renseignement, des indications relatives aux bourrasques qui se dirigeaient vers l'Europe et aux régions qu'elles semblaient devoir aborder :

Fig. 136. — Commencement du grand hiver de 1879-1880. L'îlot des calmes repose depuis plusieurs jours sur l'Europe-Asie et le Nord de l'Atlantique. Il était contourné ces jours derniers par un courant d'air chaud qui allait échauffer la côte Ouest du Groenland, pendant qu'un courant partiel de retour traversait en écharpe les parties centrales de l'îlot, du N.-E. au S.-W., amenant des vents du Nord qui refroidissaient la température, si bien que le 1er décembre le thermomètre marquait zéro en Tunisie comme dans la baie de Disko. Depuis deux ou trois jours, le courant équatorial, partant toujours du milieu de l'Atlantique, se dirige plus au N.-E. et dessine son trajet par l'Écosse, le golfe de Bothnie et le centre de l'Europe. L'îlot des calmes reste en place. On l'aperçoit encore aujourd'hui, à moitié submergé, sur l'Islande et l'Autriche. Il semble coupé sur l'Angleterre, le Danemark et la Russie. Il ne reparaît nettement que sur l'Asie. La faiblesse et l'inconstance de direction des vents dans tout le Nord de l'Europe, dans la région comprise entre les deux centres de dépression 735 et 740, témoigne que le calme continue à

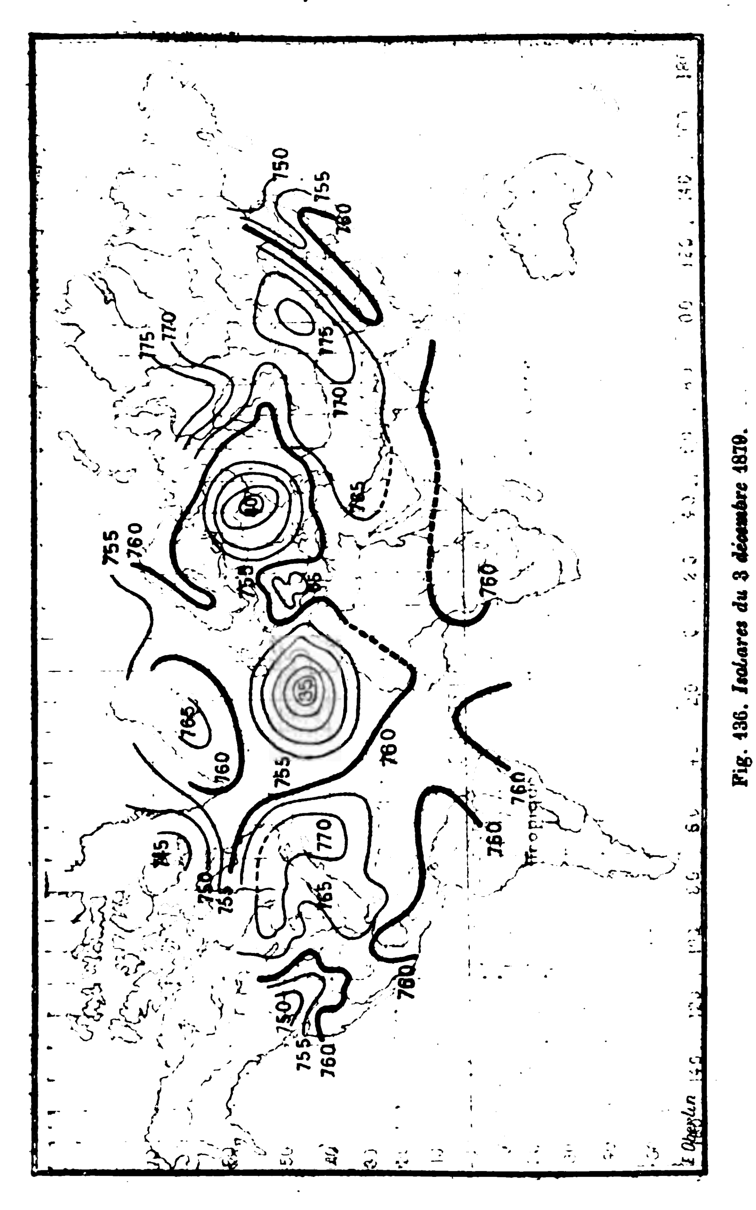


Fig. 136. *Isobares du 3 décembre 1879.*

régner à la surface du sol, mais il est menacé par l'arrivée de la dépression qu'on voit aujourd'hui au large de l'Espagne, et qui, amenant de l'air chaud et humide, va donner, par son mélange avec l'air de l'îlot des calmes, refroidi depuis plusieurs jours par des vents du Nord persistants, une chute de neige qui a été la véritable entrée en scène de l'hiver.

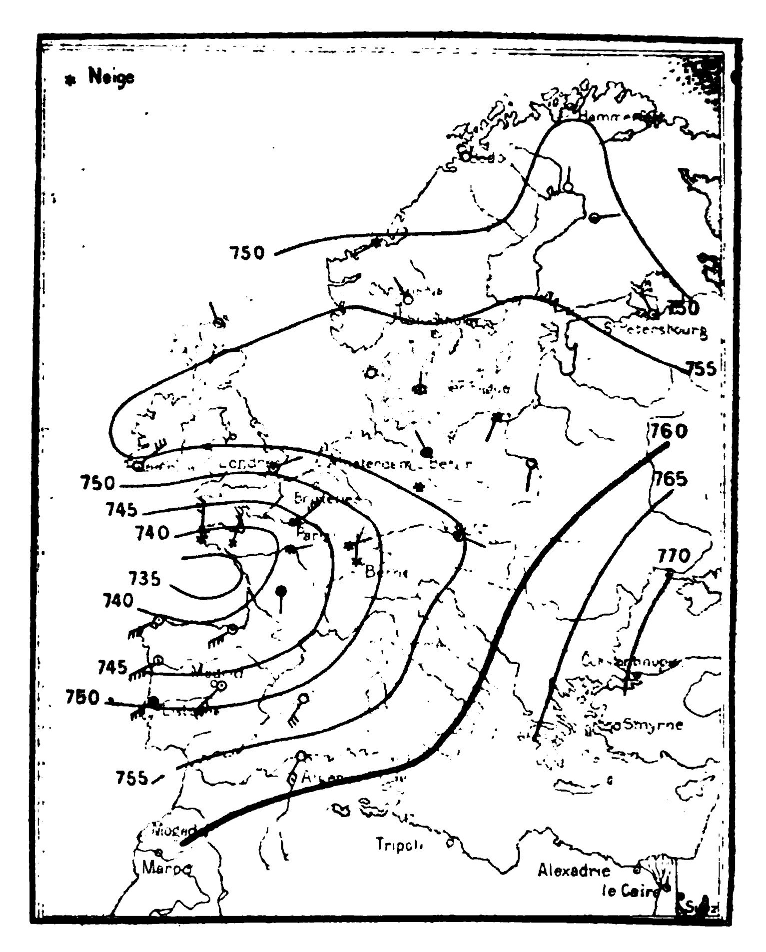


Fig. 137. *Isobares du 4 décembre* 1879.

Le courant signalé hier comme passant à une certaine hauteur au-dessus de l'îlot des calmes, sans le déplacer dans les régions voisines du sol, amène une bourrasque qui étend localement son influence jusque dans les régions inférieures de l'atmosphère, et amène des vents forts du S.-W. à Biarritz, de l'Est à Paris et sur les côtes de la Manche, du N.-E. en Bretagne. Plus loin, vers le N.-W., les vents sont faibles, indécis, bien que le ciel soit couvert et que la neige tombe, ce qui prouve que le calme règne encore à la surface du sol. L'arrivée de l'air chaud au milieu de l'air de l'îlot des calmes, froid par lui-même, et refroidi depuis une quinzaine par des courants de retour, amène une rapide élévation de température. Le thermomètre monte de 10° à Biarritz, Rochefort, Paris; de 16° à Lyon, de 18° à Clermont-Ferrand. En même temps la baisse due à l'approche de la bourrasque arrive à 17mm dans l'Ouest et le Centre de la France.

La neige avait commencé à tomber le 3 dans le Midi, sous l'influence de la première approche de la bourrasque. Elle s'étend aujourd'hui à la France tout entière et à la Suisse.

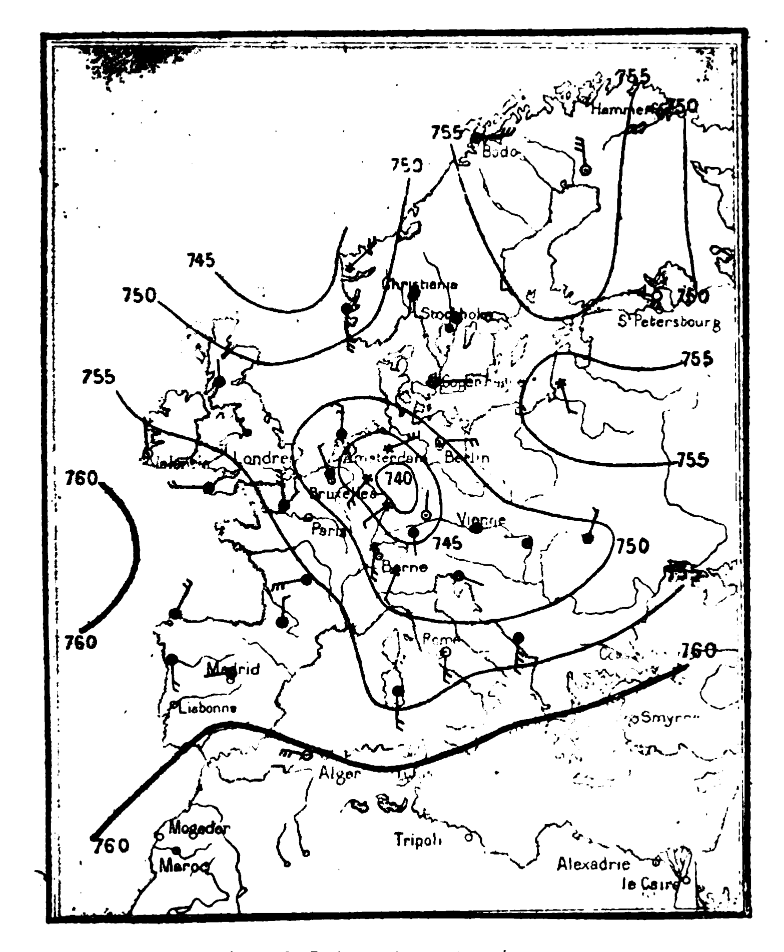


Fig. 138. *Isobares du 5 décembre* 1879.

La baisse du baromètre s'est accentuée dans la journée du 4. Entre 4 heures et 6 heures du soir, le centre de la bourrasque franchit la côte de l'Océan non loin de Rochefort ; au phare de Rochebonne, la pression tombe à 730, et en même temps le vent saute brusquement du S.-W. au Nord, ce qui prouve que le centre a passé bien près de la station. Comme sa trajectoire est E.-N.-E., il passe un peu au Sud de Paris vers minuit, et le vent qui était N.-E. le 4, avait tourné au Nord à minuit, au N.-W. à 4 heures du matin, le 5, à l'W.-N.-W. à 10 heures, ayant ainsi passé du N.-E. à l'W.-N.-W. par le Nord, ce qui dénote (185) le passage du centre au Sud de Paris. Au contraire, le Midi de la France voyait le vent subir une rotation directe, du S.-E. au N.-W. en passant par le Sud.

La neige est tombée toute la journée du 4 et dans la nuit du 4 au 5. Il y en a 22 centimètres à Paris, 25 au Mans, 30 à Chartres, 33 à Lons-le-Saulnier, etc.

Aujourd'hui, le centre de la bourrasque est à Wiesbaden. La neige continue à tomber en avant de la bourrasque, en Allemagne et en Autriche. Le vent faiblit, et comme l'îlot des calmes n'a pas été déplacé, la température baisse de nouveau.

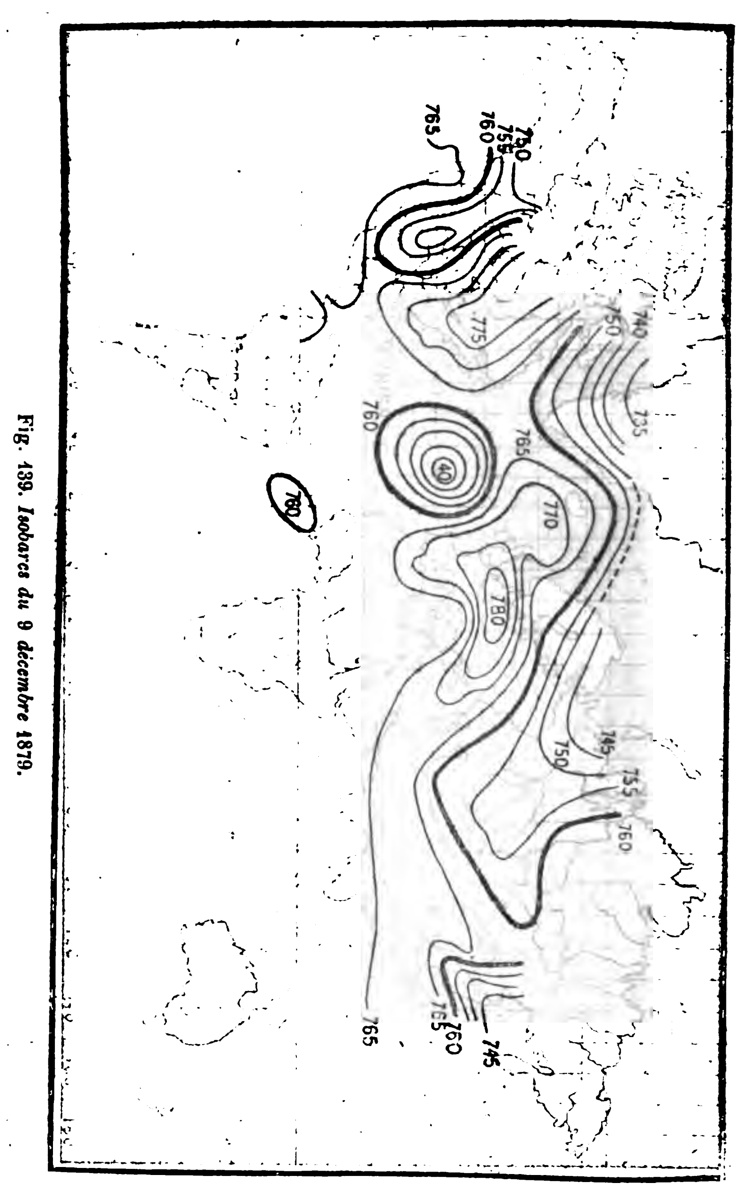


Fig. 139. Isobares du 9 décembre 1879.

Fig. 139. — La bourrasque des 4 et 5 décembre n'a été suivie par aucune autre, et après trois ou quatre jours pendant lesquels l'équilibre est rétabli peu à peu, nous retrouvons une situation analogue à celle des derniers jours de novembre, c'est-à-dire dans laquelle le courant équatorial coule de nouveau vers le Groenland et où les deux fractions de l'îlot des calmes, en

mais le trajet de ces bourrasques n'est pas aussi régulier que celui des Transatlantiques. Il en est qui s'effacent en route et se fondent dans le grand courant. D'autres, faibles et inaperçues au départ, se creusent et prennent de l'importance. L'incertitude de ces prédictions les a fait malheureusement abandonner, et nous en sommes réduits, pour ces tempêtes, venant en général de l'Ouest, à la station continentale la plus éloignée dans cette direction, celle de Valentia, en Irlande.

C'est sur elle qu'on doit toujours avoir les yeux fixés quand on est dans la situation que nous envisagions tout à l'heure, et qu'aux enseignements qui résultent de l'expérience ou de l'observation individuelle on peut ajouter ceux que fournit l'examen d'une carte météorologique. Quand on voit dans une période de vents constants et de tranquillité relative, le vent prendre de la force à Valentia, virer vers le S.-W., et le baromètre baisser, on peut affirmer presque à coup sûr l'arrivée d'une bourrasque dont la marche est à peu près celle du courant équatorial à ce moment, et qui sera d'autant plus redoutable que son apparition aura été plus brusque et qu'elle s'annoncera plus profonde.

237. Lignes d'égale variation barométrique. — Cette profondeur, ce degré d'intensité se traduit aux yeux, avec assez de netteté, sinon de précision, dans une série de courbes ponctuées que porte en dehors du tracé des isobares la première carte du bulletin du Bureau central météorologique : c'est ce qu'on y appelle les courbes d'égale variation de pression depuis la veille. Elles passent par tous les points pour lesquels la baisse ou la hausse barométrique, en 24 heures, a la même valeur. Très souvent, dans

apparence séparées dans la carte du 3 décembre (fig. 136) entre l'Irlande et l'Europe, se rejoignent aujourd'hui. Le rayonnement reprend avec force dans une atmosphère tranquille, pauvre en vapeur d'eau, et que la chute de neige a nettoyée. Comme le sol est gelé depuis novembre, comme il est couvert de neige, comme en outre on n'a pas encore traversé la période des jours les plus courts, on comprend que le froid persiste et s'accentue. Il dure jusqu'au 29 décembre, avec la même situation, l'îlot des calmes sur l'Europe-Asie, tantôt entier, tantôt coupé par des courants de retour. Vers la fin de décembre, il fait une excursion vers le Sud, et l'Europe est alors sous l'influence du courant équatorial qui le côtoie vers le Nord, et qui apporte du 29 décembre au 6 janvier des températures plus douces; mais le 6 janvier l'îlot des calmes se réinstalle sur nos régions, et amène une nouvelle période de froid qui ne prend fin que le 7 février, ayant duré deux mois et demi presque sans interruption.

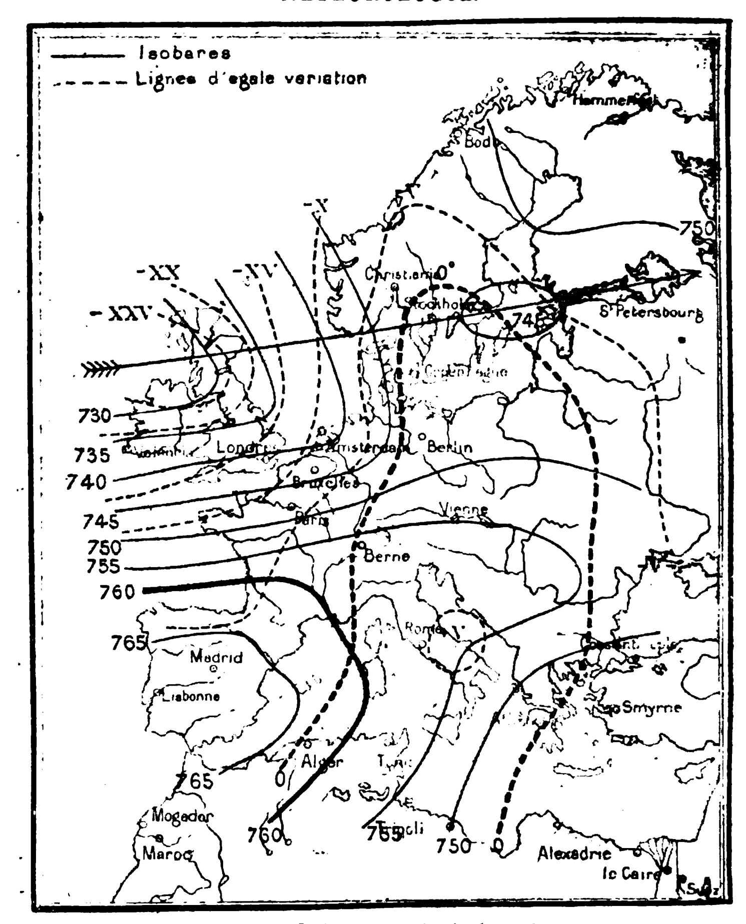


Fig. 140. *Isobares du* 10 *février* 1881.

Le courant équatorial coule dans le sens de la flèche sur le Nord de l'Europe ; il emporte avec lui des bourrasques dont l'une a mis deux jours à aller de la pointe de l'Écosse au milieu du golfe de Bothnie, et donne aujourd'hui de la neige à Stockholm. Elle est suivie par une seconde bourrasque, annoncée hier à Valentia, et qui aborde aujourd'hui le continent par l'Irlande et l'Écosse. Les isobares y sont marquées en traits pleins. Les lignes qui passent par tous les points où la baisse barométrique a été la même depuis la veille sont au contraire des lignes de traits. On voit que leurs contours suivent d'assez près ceux des isobares, surtout sur les îles Britanniques, là où la baisse est la plus forte. C'est ainsi que se traduit la brusque arrivée d'un mouvement tourbillonnaire dans une atmosphère tranquille ou peu agitée. Dans une atmosphère en repos parfait, et où la pression barométrique serait la même partout, les isobares d'une bourrasque se confondraient avec les lignes d'égale variation, et leur ensemble représenterait la vue, en plan, de l'entonnoir de la bourrasque.

Avec une pareille chute barométrique, il faut s'attendre à des vents violents. Ils soufflent en effet en tempête sur la Manche, et des pluies tombent sur tout le parcours du courant équatorial, c'est-à-dire sur la France, l'Allemagne et la Russie. Pour éviter la confusion, on n'a pas indiqué la direction des vents. La ligne de *variation barométrique nulle* est faite de traits plus paiés que les autres.

les temps calmes, elles sont insignifiantes parce que leur tracé est incertain; mais quand on est en plein courant équatorial, elles indiquent tout de suite la région dans laquelle le baromètre monte et celle dans laquelle il descend, c'est-à-dire celle que le courant tend à abandonner, et celle qu'il commence à recouvrir. Dans le cas où c'est une tempête qui aborde nos côtes, les lignes d'égale variation affectent des formes arrondies et concentriques (fig. 140) qui traduisent ainsi presque matériellement pour les yeux la superposition de cette espèce de creux ou d'entonnoir auquel, avec quelques réserves, nous avons pu assimiler une bourrasque, et du tracé des isobares préexistantes; et quand on voit ces courbes fermées, ou en forme d'anses concentriques, contourner la station de Valentia ou une station de l'Ouest plus voisine, et y souligner la baisse barométrique observée, on peut se faire une idée, par la surface que recouvrent ces courbes et par leur degré de rapprochement, du degré d'ampleur ou de violence de la bourrasque qui s'approche.

Ces linéaments encore grossiers peuvent, lorsque l'habitude a appris à les démêler et à les mettre en rapport avec la situation générale, servir de base à des prévisions ayant de 12 à 24 heures d'avance sur les tempêtes qu'elles annoncent, et dont l'envoi aux ports de mer est souvent un bienfait, en retenant au quai les navires qui ne sont pas commandés par un service ou ne sont pas en mesure de résister à un coup de vent. Voilà le côté humanitaire de la science, celui que Leverrier avait pressenti et tout de suite exploité dans la première création du réseau météorologique.

Dès que la tempête qui a marché s'est emparée de la direction des vents, ses progrès et sa direction peuvent être suivis par l'observation du baromètre et la règle de Piddington. Pour des raisons sur lesquelles il est inutile de revenir tant elles doivent maintenant être claires, son centre est d'autant plus près que le baromètre descend plus bas, et la direction générale qu'elle suit est précisément, ou à peu près, celle du vent qui souffle lorsque le baromètre est à son minimum. Dès qu'il commence à remonter, le centre

s'éloigne, et lorsque le vent revient à la direction première, la bourrasque est passée (fig. 135).

238. Arrivée d'une bourrasque nouvelle. — Il arrive fréquemment que le vent n'accomplit pas jusqu'au bout la rotation directe 5, 6, suivie d'une rotation inverse 6, 7 (fig. 135), qui devrait le ramener à sa direction primitive, et qu'après avoir un peu dépassé la direction qui correspondait au minimum barométrique, il y revient, la dépasse à nouveau dans l'autre sens, et subit ainsi une rotation inverse, bientôt suivie d'une rotation directe nouvelle. Dans ce cas, dont les figures 129 à 132 donnent un excellent exemple, c'est qu'une autre tempête suit la première. On en trouve en effet quelquefois qui se succèdent les unes aux autres, soit concomitantes, et alors visibles sur les cartes américaines qui s'étendent à tout le globe, soit se formant successivement dans le courant équatorial par suite de la persistance des causes qui ont donné naissance à la première tempête de la série. Pendant que l'une règne en plein sur l'Europe, la suivante apparaît à Valentia et s'y manifeste par le maintien de la baisse barométrique et des vents au quart S.-W. Ce n'est que lorsque la mer se calme et qu'une nouvelle série de courbes concentriques d'égale variation (fig. 141 et 142), faisant comme vis-à-vis et contre-poids à la première, ramène la situation primitive dans les isobares, que l'on peut considérer tout danger comme momentanément absent de ce côté.

Tout ce que nous venons de dire est vrai pour l'été comme pour l'hiver, sauf les changements apportés par le changement de la saison dans les effets immédiats de la bourrasque, et que nous connaissons déjà. Au calme du courant équatorial correspondent un temps frais pour la saison, des vents variables du quart Ouest, un ciel alternativement couvert et découvert, couvert de préférence la nuit, parce que c'est la nuit que la vapeur d'eau de l'air rayonne vers les espaces célestes et se refroidit, découvert le jour, à cause de la chaleur solaire absorbée au passage; il se produit pourtant parfois des averses. Nous parlerons

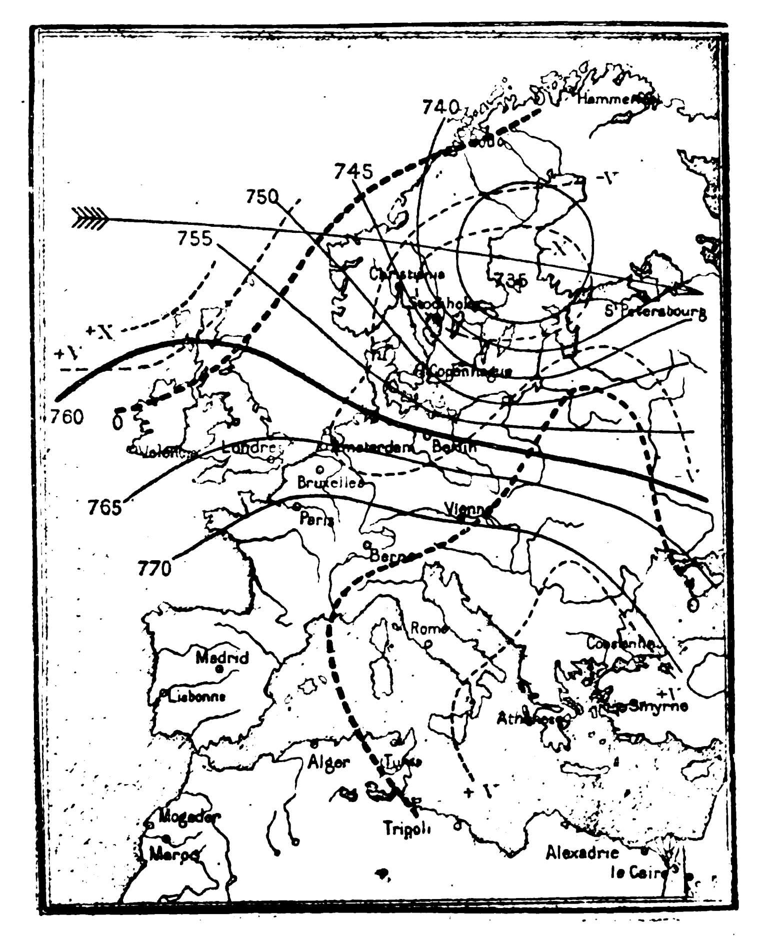


Fig. 141. *Isobares du 11 janvier 1882.*

Superposition de l'îlot des calmes et du courant équatorial, sur leurs confins communs, au Nord de la carte. Une bourrasque, dont le centre était hier au Nord de l'Écosse et est aujourd'hui sur le golfe de Bothnie, est venue côtoyer et submerger en partie la côte Nord de l'îlot des calmes qui repose sur toute l'Europe continentale. Le parallélisme des isobares et des lignes d'égale variation (par ex. l'isobare 735 et la ligne d'égale variation (— X) témoigne que la veille la pression était assez uniforme sur les points qu'a atteints le centre de la bourrasque.

La hausse rapide au-dessus de l'Écosse (lignes d'égale variation + V, + X), montre que la bourrasque passée, l'îlot se retrouve en place au-dessous. Dans ce cas, le passage de la bourrasque est assimilable, toutes proportions gardées, au passage d'une trombe qui traversant un air calme l'agite un moment et le laisse en repos. Seulement cette bourrasque a une surface plus large. Par là, elle affecte les baromètres qu'elle rencontre, et met plus de temps à passer sur la région qu'elle visite.

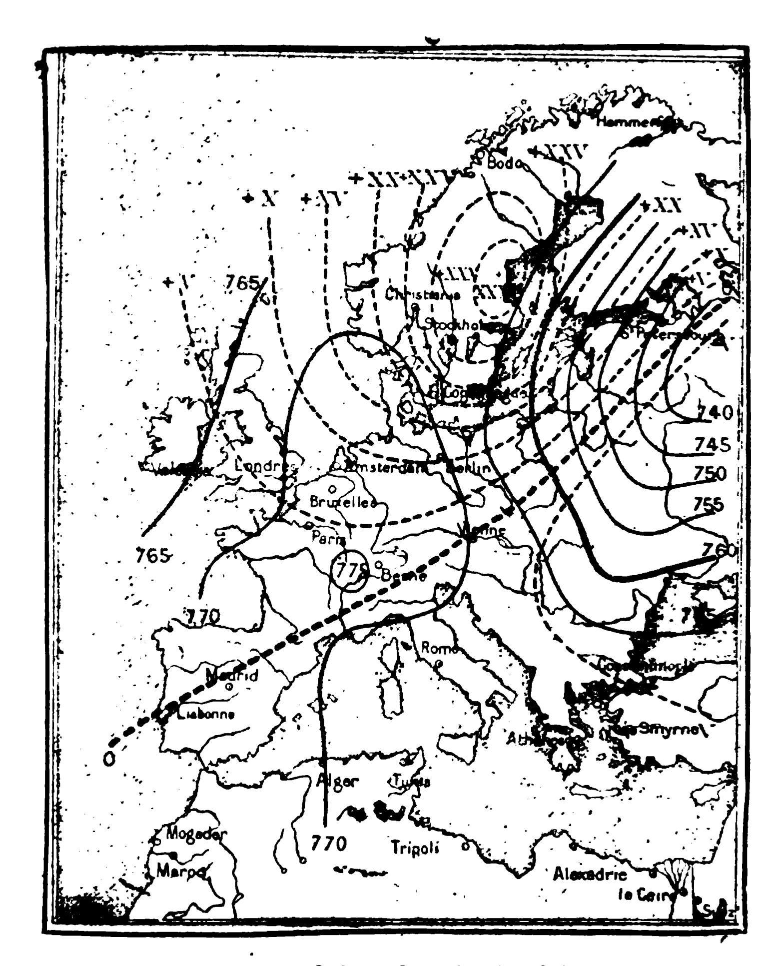


Fig. 142. *Isobares du 12 janvier 1882.*

La bourrasque qui était hier sur le golfe de Bothnie disparaît à l'Est en s'élargissant et se comblant. Son influence se manifeste encore sur l'Ouest de l'Europe par des vents du Nord et du N.-E. dans les régions élevées de l'atmosphère, coulant au-dessus de l'îlot des calmes que la bourrasque a recouvert d'un manteau de courants d'air, mais qui n'a pas cessé de reposer sur l'Europe. Pendant que ces vents du Nord et du N.-E. soufflaient dans les régions élevées, les vents à la surface du sol restaient faibles mais avec une orientation générale du Sud qui témoignait que l'îlot, en masse, se transportait vers le Nord. L'effet de ce mouvement se traduit aujourd'hui par une hausse rapide en Scandinavie, et par les lignes d'égale variation très rapprochées dans la région qu'occupait hier la bourrasque. Là, deux causes de hausse se sont superposées et ajoutées : 1° la disparition de la bourrasque ; 2° l'apparition de l'îlot des calmes. Aussi à Hernosand, au Nord de Stockholm, sur le golfe de Bothnie, la pression a-t-elle monté de 37,8^{mm} en vingt-quatre heures.

bientôt des orages sur la région de contact du courant et de l'îlot. S'il y a une bourrasque, ces effets s'exaltent, le ciel se couvre, la température baisse encore, les orages peuvent devenir plus fréquents, mais jamais dans le lit même du courant équatorial, et toujours dans ses bords.

239. Retour de l'îlot des calmes. — Nous avons maintenant à revenir sur nos pas, et, tout en nous supposant toujours dans le courant équatorial tranquille, à nous demander la signification et les pronostics d'une hausse barométrique. Lorsqu'on voit en même temps, à la surface du sol, les vents se calmer, perdre leur orientation régulière et devenir indécis, lorsqu'en même temps la température monte un peu en été, décroît un peu en hiver, on peut affirmer, sans avoir vu aucune carte, que le courant équatorial s'éloigne ou diminue, et que l'îlot des calmes s'approche ou se forme. Le ciel pourtant ne se nettoie pas tout de suite, parce que, comme nous l'avons dit, c'est toujours en arrivant par en dessous que l'îlot des calmes s'installe sur une région. Il peut donc exister à la surface du sol autour d'un point M (fig. 143), alors que, dans les hauteurs, c'est encore le courant équatorial qui règne et emporte les nuages. Il peut arriver aussi quelquefois, comme nous l'avons dit, qu'alors que toute trace de courant équatorial a disparu dans l'atmosphère, l'îlot des calmes ne nous amène pas le ciel clair qui le caractérise d'ordinaire. C'est surtout lorsqu'il nous arrive de régions plus chaudes, du S.-W. ou de l'Océan, et que, rencontrant une terre froide, il y donne du brouillard. Mais ce brouillard, produit par le contact ou le voisinage du sol dans un air calme, n'est pas épais. Peu à peu l'évaporation, les refroidissements nocturnes, l'absorption capillaire du sol débarrassent l'atmosphère de l'humidité

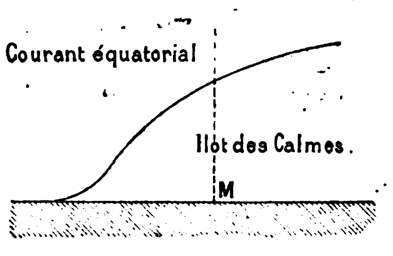


Fig. 143.

surabondante; le soleil reparaît, les nuits sont fraîches par rayonnement, les journées chaudes par insolation. C'est le moment des grands froids de l'hiver, tempérés par la chaleur du jour, des grandes chaleurs de l'été, tempérées par le refroidissement nocturne. C'est aussi le moment des rosées.

La pression peut monter très haut, atteindre ou même dépasser parfois sur nos régions 78 centimètres. Le maintien du beau temps est d'autant plus assuré que la pression est plus haute, c'est-à-dire que l'on est plus voisin des régions centrales de l'îlot. Si avec cela on lui trouve sur les cartes des formes arrondies ou oblongues régulières, sans grosses inflexions ou profondes indentations, c'est l'indice que le courant coule autour de lui d'un mouvement régulier. La situation est bien assise, et nous avons vu qu'elle pouvait persister parfois plus de trois mois.

240. Étude des cirrus. — Pourtant, la surveillance du baromètre s'impose toujours; mais ici, si la signification d'une hausse n'est jamais douteuse, celle d'une baisse l'est quelquefois. En nous représentant l'îlot des calmes comme une montagne contournée par le courant équatorial, tout dépend de la situation de l'observateur sur les flancs de cette montagne. S'il est sur le flanc Ouest regardant la branche ascendante, une baisse annonce que cette branche se rapproche. C'est à ce moment qu'il faut regarder les cirrus, ces nuages légers portés par les couches supérieures du courant équatorial, et que nous savons venir se déverser par le haut et se fondre dans l'îlot des calmes. Leur apparition précède d'ordinaire toute baisse barométrique sensible, et *quand ils apparaissent par le beau temps, ce beau temps est toujours compromis.* Il faut toutefois soigneusement éviter de confondre avec eux des nuelles à l'aspect filamenteux, souvent contournées et déchiquetées par les courants d'air, qui se produisent plus près de nous que les cirrus, qui sont plus épaisses et dont les détails sont plus visibles. Les cirrus sont à des hauteurs qui les rendent un peu confus, et la régularité ordinaire avec laquelle ils précèdent l'arrivée ou l'approche

du courant équatorial nous permet de dire que quand ce courant s'installe sur une région, c'est toujours par les hauteurs de l'atmosphère qu'il débute. Nous venons de voir que l'îlot des calmes s'installait au contraire par le bas. Tout se passe donc comme si la surface de séparation du courant et de l'îlot était une surface inclinée sur le sol, et nous aurons à nous souvenir bientôt de cette conclusion.

Quand cette apparition des cirrus est accompagnée d'une baisse barométrique, et qu'en même temps les vents rallient le quart Ouest, le beau temps est compromis. Si cette situation dure et s'affirme, le ciel se couvre en été et donne des averses. En hiver, ces pluies peuvent se congeler en neige en traversant dans leur chute la portion froide de l'îlot des calmes resté sur le sol, ou en se mélangeant avec l'air froid de l'îlot dans les régions où se fait le contact. Mais ces neiges, qui peuvent être abondantes, ne sont pas persistantes; si le courant équatorial s'installe, elles fondent, et le temps se met à la pluie.

Si au contraire la station où se produit la baisse barométrique est sur le flanc Est de l'îlot des calmes, du côté où coule le courant de retour, il ne faut plus conclure à la pluie, mais au maintien du temps sec, avec apparition des vents du Nord ou du N.-E. dont la présence augmente, comme nous l'avons vu, le caractère excessif que l'îlot des calmes donne à l'hiver pour la région qu'il recouvre. La baisse barométrique n'a donc par elle-même aucune signification bien précise. Elle est un pronostic de pluie quand elle se fait par baromètre haut, avec retour des vents au S.-W. Elle est un pronostic de froid quand dans les mêmes conditions les vents tournent au N.-E. Si nous nous rappelons que dans le courant équatorial, c'est-à-dire par baromètre bas, elle signifie, suivant les cas, maintien du temps ou tempête, nous voilà avertis qu'il ne faut pas, comme on fait d'ordinaire, l'interpréter toujours de la même façon. Il faut toujours la combiner avec les indications fournies par l'étude des vents supérieurs.

241. Superpositions de l'îlot des calmes et de courants dérivés. — Il nous reste pour terminer à étudier l'influence sur le baromètre des superpositions, ou plutôt des intercalations dans l'îlot des calmes d'un courant dérivé du courant équatorial. Ici, la situation devient un peu plus délicate à interpréter, parce que ses effets dépendent de l'origine de ce courant dérivé, de son ampleur, de sa hauteur au-dessus de nos têtes, et aussi de la saison pendant laquelle il se produit. Il peut même arriver que notre instrument de prédilection, le baromètre, reste muet. Une mince couche d'air venant du Midi peut venir s'insinuer entre les couches de l'îlot des calmes, tempérer l'hiver ou rendre la température plus lourde en été en diminuant le refroidissement nocturne, apporter même quelques pluies fines et peu abondantes, et n'amener, en raison de sa faible épaisseur, aucun abaissement sensible de la colonne mercurielle. On ne la reconnaît qu'aux nuages ou nuelles qu'elle emporte quelquefois. Mais sans entrer dans ces détails qui sont presque du domaine de la météorologie locale, et dont l'effet est du reste toujours facile à prévoir, nous avons à nous demander comment se traduit l'arrivée et le passage de ces grands courants dérivés dont nous avons signalé l'existence.

Ils se produisent d'abord toujours dans l'îlot des calmes, qui persiste à la surface du sol et s'y signale par la tranquillité de l'air, le caractère indécis ou la faiblesse des vents de surface; mais des nuages courent dans l'air, donnant la direction du courant supérieur lorsqu'il est tranquille et n'est pas agité de mouvements tourbillonnaires. S'ils viennent du Sud, si la température monte un peu pendant l'hiver, devient plus lourde pendant l'été, si le baromètre baisse, si les pluies surviennent plus ou moins abondantes, on peut affirmer que la carte météorologique montrera, plus ou moins bien dessinée, cette situation en X (fig. 125, 126, 147) et cette figure topographique du col dont nous avons parlé (130). C'est un courant dérivé venant du quart S.-W. qui coule sur nos têtes.

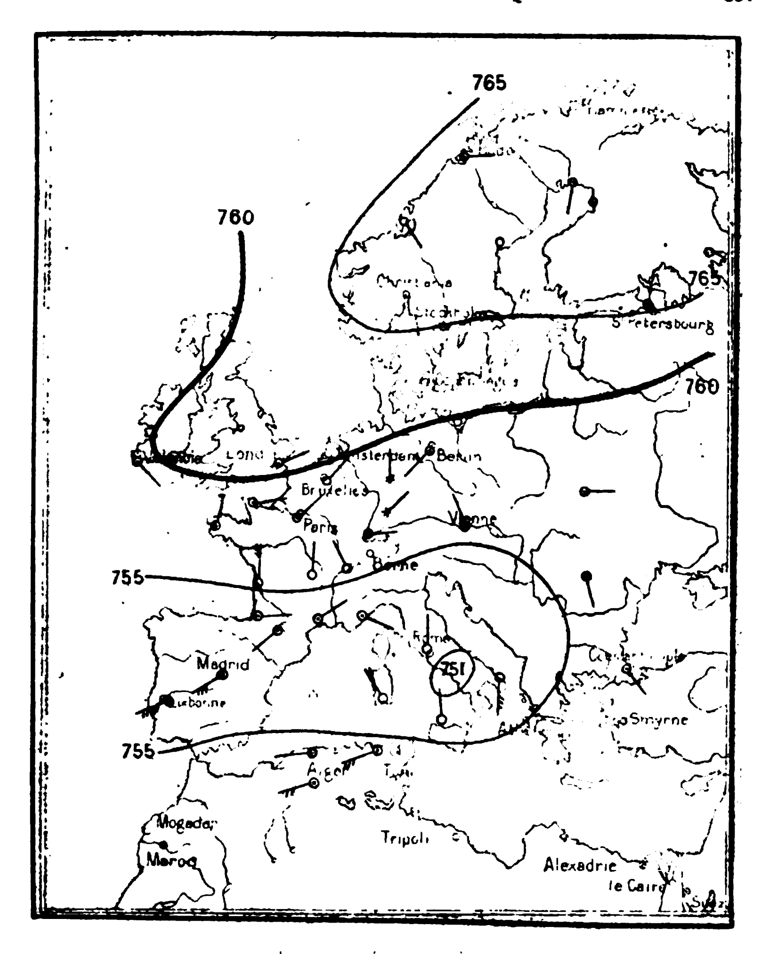


Fig. 144. *Isobares du 23 avril 1884.*

L'îlot des calmes repose sur la plus grande partie de l'Europe, sur laquelle il fait régner des temps froids et des vents variables. Il est abordé de l'Ouest à l'Est, sur la Méditerranée, par un courant dérivé, qui, débutant le 21 par Funchal, était arrivé le 22 au-dessus de Gibraltar, et emporte aujourd'hui une légère dépression dont le centre est sur Naples. Le mélange de l'air chaud de ce courant avec l'air froid de l'îlot amène des pluies à Belfort, Vienne, Hermanstadt, Lisbonne; de la neige à Karlsruhe et à Prague. L'orientation variable des vents sur le parcours de ce courant témoigne qu'il n'occupe pas les régions inférieures de l'atmosphère.

242. Courants dérivés venant de l'Ouest. — Il arrive fréquemment (fig. 144, 145) que ces courants dérivés traversent le Sud de l'Espagne et la Méditerranée dans toute

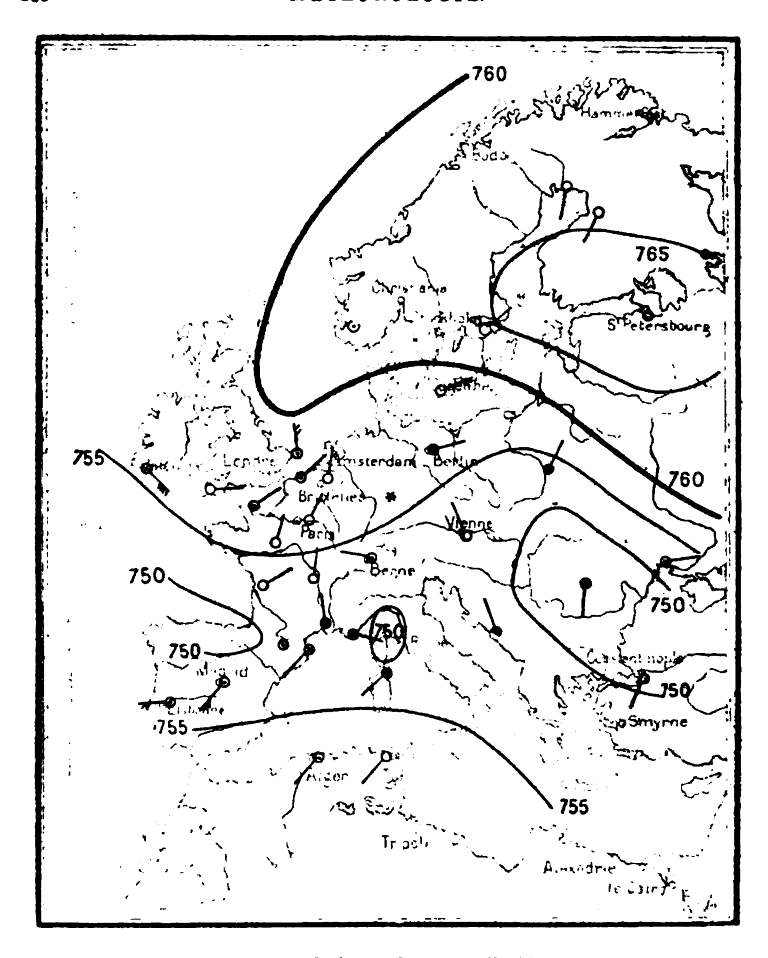


Fig. 145. *Isobares du* 24 *avril* 1884.

Le courant dérivé signalé hier persiste à peu près dans la même position et amène les mêmes phénomènes. Il continue à neiger à Kassel; pluies sur la Méditerranée et l'Adriatique, à Hermanstadt et à Berlin. L'îlot des calmes persiste toujours au Nord de l'Europe, et la situation va se dénouer comme elle le fait d'ordinaire, c'est-à-dire que le courant dérivé va remonter vers le Nord en se superposant à l'îlot des calmes, et rejoindre par là le courant équatorial qui coule au Nord en dehors des limites de la carte. C'est le présage d'une période de giboulées.

sa largeur, comme s'ils s'étaient détachés du courant équatorial au voisinage des Açores. Ils amènent naturellement des pluies en été, des neiges en hiver, et parfois des gros temps, car les condensations dont ils sont le siège dans un air plus

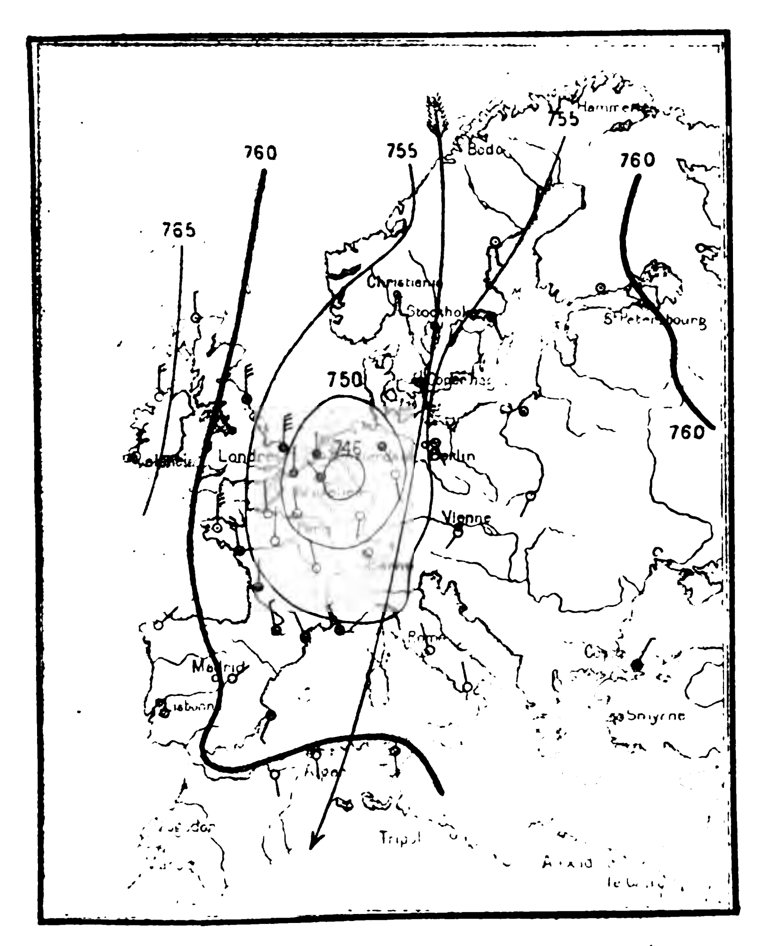


Fig. 146. *Isobares du 1er avril 1887.*

Un courant dérivé traverse du Nord au Sud, dans la direction de la flèche, l'îlot des calmes qui repose sur l'Europe occidentale et déborde sur l'Atlantique. Ce courant dérivé emporte avec lui une bourrasque qui voyage aussi du Nord au Sud, pendant que le mouvement giratoire s'y fait aussi en sens inverse du mouvement des aiguilles d'une montre, de sorte que le bord dangereux de la bourrasque, celui où les vents sont les plus violents, est son bord Ouest. Les vents sont en effet forts ou très forts sur les îles Britanniques, sur les côtes de la Manche ou de l'Océan. La mer est houleuse de Dunkerque à Brest. Sur le bord Est de la bourrasque, les vents sont faibles, mais leur orientation générale vers le Nord résulte de la superposition du mouvement giratoire au sens général de la translation qui est du Nord au Sud. Dans cette superposition, le premier mouvement, qui est le plus puissant, l'emporte.

Au mois d'avril et à si faible distance du courant équatorial qui l'alimente, ce courant dérivé n'est pas froid, ce n'est que par intervalles et localement qu'il amène des condensations : pluies, grésil, etc. A Paris, à une heure du soir, il tombe une petite grêle. C'est la situation et la saison des giboulées. Mistral faible en Provence.

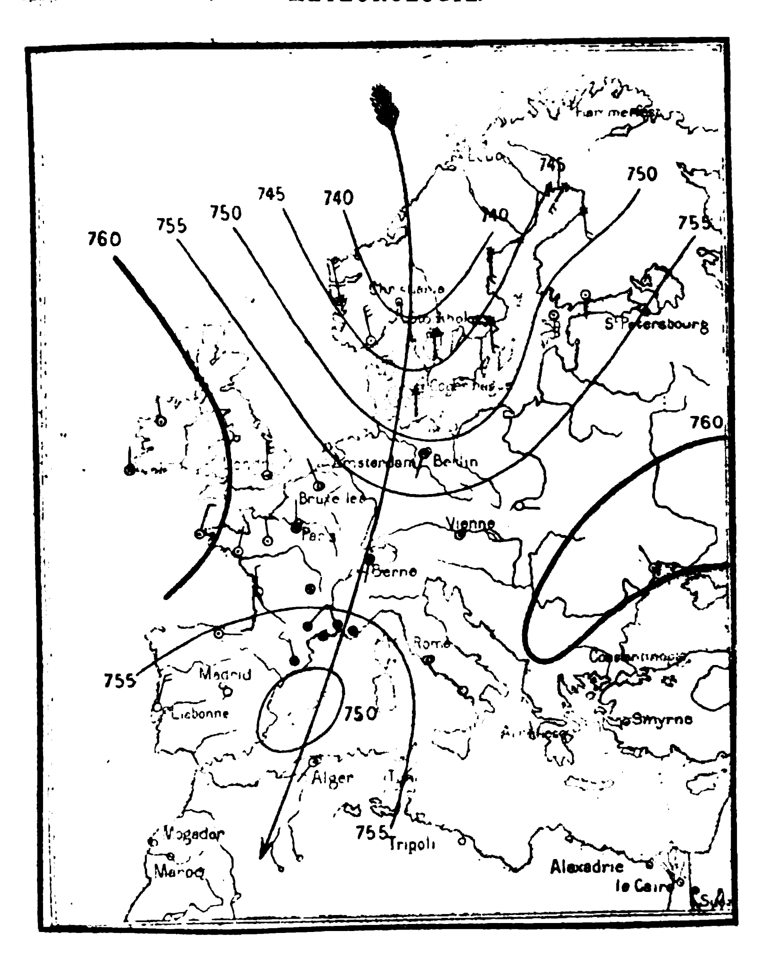


Fig. 147. *Isobares du 2 avril 1887.*

Même situation que la veille, malgré le changement de forme des isobares. L'îlot des calmes reparaît à l'Est et à l'Ouest avec l'isobare 760. Le courant dérivé circule toujours dans le sens de la flèche, amenant encore des condensations locales, neiges dans le Nord, pluies dans le Midi. Les vents sont faibles, sans orientation bien précise, ce qui prouve que l'îlot des calmes persiste au voisinage du sol. Quant au *moiré* des courbes, il traduit comme d'ordinaire la superposition de l'îlot et d'un courant dérivé du courant équatorial. A Paris le ciel est nuageux, les nuages courent du Nord au Sud. Dans la nuit le ciel redevient clair, parce que l'îlot des calmes a gagné en épaisseur dans l'atmosphère. Il a rejeté le courant dérivé vers l'Est, sur l'Autriche, où nous le retrouvons le lendemain.

froid, ou qu'ils produisent dans un air plus chaud, suivant la saison, amènent des mouvements tourbillonnaires à axe

vertical dont l'influence s'étend localement jusqu'au sol. Nous verrons que c'est souvent dans ce cas que se produisent les trombes; mais ces bourrasques sont localisées, passagères, et le calme revient rapidement.

243. Courants dérivés venant du Nord. — Mais il arrive plus fréquemment (fig. 146, 147) que ce courant dérivé prend l'Europe en écharpe, du N.-W. au S.-E., ou bien du Nord au Sud, ou bien encore, comme figure 128, descend de la mer Blanche sur la Caspienne et la mer Noire, du N.-E. au S.-W. Les caractères climatériques sont alors variables suivant la distance au point de départ. Par exemple on voit quelquefois la pression s'abaisser simultanément en plein îlot des calmes sur la Manche et la Méditerranée, et les isobares subir, dans la direction du N.-W. au S.-E., des indentations qui finissent par se fusionner et donner une figure analogue à celle de la figure 125. Si, en même temps, le baromètre baisse, il faut prévoir en été un abaissement de température, des pluies abondantes et un vent variable faisant succéder des rafales véritables à un calme relatif. En hiver, c'est la période des tourmentes de neige; c'est au printemps celle des giboulées.

Si le lit du courant se dessine, au contraire, entre la mer du Nord et l'Adriatique en abordant nos régions (fig. 126, 147), les pluies sont plus fines et plus froides parce qu'elles viennent de plus haut, les neiges plus sèches et plus persistantes.

Les bourrasques que ces courants dérivés du Nord peuvent parfois apporter avec eux ajoutent encore, sans y rien changer d'essentiel, à la rigueur de leur caractère, qui est d'ordinaire un abaissement de température, quelle que soit la saison. Il est bien entendu, sans qu'il soit besoin d'entrer dans le détail, que ce caractère excessif est encore plus marqué dans le courant de retour véritable, que nous savons se faire parfois par le centre de l'Asie, parfois au voisinage de sa côte orientale, et qui donne à l'hiver de la Caspienne, à celui de la Mongolie et de la Chine, ses caractères bien connus. Ici nous sommes loin de ces régions tempérées de

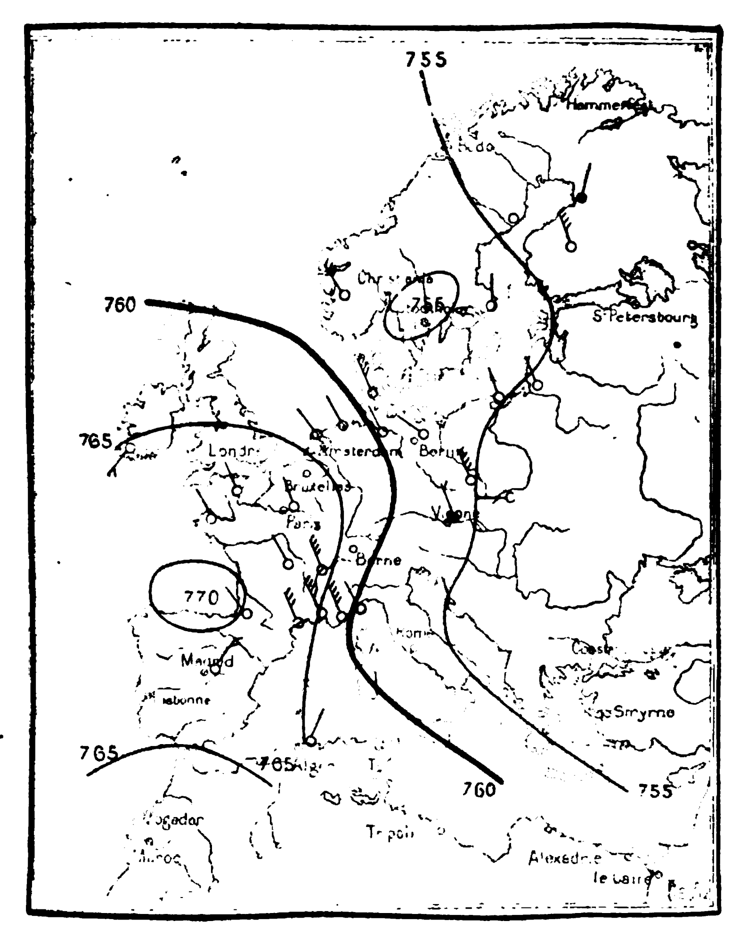


Fig. 148. *Isobares du 4 juillet 1878.*

Coup de mistral en Provence. Un courant dérivé prend l'Europe en écharpe, de la mer du Nord à l'Adriatique. Il devient plus fort, comme cela a lieu d'ordinaire, sur les côtes du golfe du Lion. Le ciel est découvert à peu près sur toutes les stations; il y a eu pourtant la veille et il y a encore aujourd'hui quelques pluies, mais des pluies sans orages, comme cela arrive toujours lorsque le courant d'air qui les apporte rase la surface du sol au lieu de courir à la surface ou dans l'épaisseur de l'îlot des calmes.

l'Europe à la même latitude, qui sont celles qui nous intéressent le plus et que d'ailleurs nous connaissons le mieux.

244. Mistral et bora. — Mais il est une dernière

particularité climatologique de ces régions qui trouve naturellement sa place ici, parce qu'elle est due à l'existence, au Sud de l'Europe, de la mer large et chaude de la Méditerranée. On devine l'effet produit sur cette mer quand y arrivent ces coups de vents du Nord produits soit par le courant de retour, soit par un de ses dérivés (fig. 148), les condensations et les tourbillons qui en résultent, et l'appel exercé par la diminution de pression sur le courant d'air qui la produit. Dans la vallée du Rhône, ce courant du Nord ou du N.-E., qui s'est débarrassé de son humidité sur les montagnes de l'Ardèche, arrive en continuant vers le Midi sous forme de vent froid et sec, empruntant à la configuration locale une violence qui lui a fait un nom, même dans l'antiquité. C'est le *mistral*, qu'on retrouve sous le Nom de *bora*, produit par les mêmes causes, sur le nord de l'Adriatique. Ce mistral peut avoir d'autres origines. Il résulte parfois d'une bourrasque traversant la Méditerranée plus ou moins obliquement, venant du S.-W. ou de l'Ouest et produisant sur son bord supérieur des vents du Nord et du N.-E. qui peuvent prendre le caractère du mistral. Mais comme on est alors sur le bord maniable de la tempête, ces vents sont faibles en moyenne, bien qu'ils puissent par moments souffler par rafales, et la cause principale du mistral doit être recherchée dans la cause que nous venons de signaler.

CHAPITRE XXIII

DISTRIBUTION DE LA TEMPÉRATURE ET DE L'HUMIDITÉ DANS L'ATMOSPHÈRE

245. — Les situations relatives et les déplacements mutuels du courant équatorial et de l'îlot des calmes ne se traduisent pas seulement sur le baromètre et les vents, il en résulte des phénomènes météorologiques, rosées, brouillards, pluies, manifestations électriques, dont nous devons maintenant examiner le mécanisme de formation. C'est la vapeur d'eau qui joue le principal rôle dans ces phénomènes; mais comme sa distribution dans l'atmosphère dépend et doit toujours être rapprochée de la distribution des températures, c'est par celle-ci que nous allons commencer.

246. La température doit baisser à mesure qu'on s'élève. — L'expérience journalière, celle des ascensions sur les hautes montagnes, et mieux encore celle des aéronautes, nous enseignent que, d'une manière générale, la température baisse à mesure qu'on s'élève. C'est ce qui devait être, étant donné que l'atmosphère se chauffe par ses couches inférieures, les plus riches en vapeur d'eau, ou par le sol sur lequel elle repose. Il y a, d'ailleurs, de cela d'autres raisons tirées non de l'ordre cosmique, mais de l'ordre mécanique et physique. Je laisse de côté celles qu'on pourrait faire sortir de notre conception mécanique des gaz. Je me borne à faire remarquer qu'une atmosphère dont tous les points seraient en équilibre de température, ne pourrait se maintenir à cet état que si elle était dans un repos com-

plet. Sinon, toute masse d'air A (fig. 149), *forcée* de s'élever et de venir en B, par une cause extérieure, se dilaterait et par conséquent se refroidirait. De plus, quelles que soient les transitions par où a passé la masse d'air qui vient la remplacer, il faudrait toujours remonter comme point de départ à la masse d'air, déplacée par la première en venant en B, et qui, descendant en A, se comprimerait et par suite se réchaufferait. Tout mouvement dans cette atmosphère fictive serait donc accompagné d'une rupture d'équilibre thermique qui amènerait un décroissement de la température avec la hauteur. Il reste quelque chose de ce mécanisme dans l'atmosphère au milieu de laquelle nous vivons, et c'est pour cela que nous l'avons signalé ici.

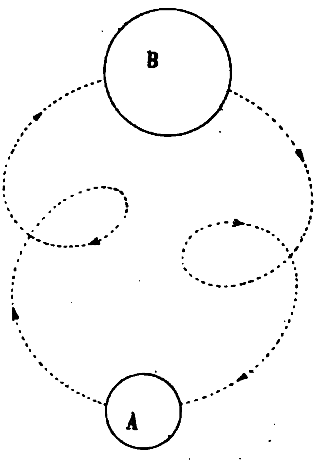


Fig. 149.

247. La baisse n'est pas régulière. — Ce lent décroissement est-il régulier? On l'a cru à peu près tel tant qu'on s'est contenté de faire des ascensions sur les hautes montagnes. Mais ces conditions d'observation sont mauvaises pour deux raisons. En premier lieu, bien qu'on s'élève dans l'atmosphère, on ne quitte pas le sol, dont l'influence régularisatrice se fait sentir à toutes les hauteurs. Puis on n'entreprend guère ces ascensions que par le beau temps, au moment où la distribution des températures de bas en haut est la plus uniforme. Les premières ascensions aéronautiques nous ont révélé, à ce point de vue, les irrégularités les plus grandes, et montré qu'il y avait souvent interversion des températures à mesure qu'on s'élève, c'est-à-dire qu'il n'est pas rare de voir une couche plus chaude contenue entre deux couches plus froides, ou inversement une couche froide entre deux couches chaudes.

De pareilles interversions seraient impossibles dans un liquide en repos, dont la densité dépend à peu près uniquement de la température. Dans un gaz, la densité dépend aussi de la pression, et il suffit, dans une atmosphère en repos, que le facteur $\frac{H}{1+\alpha t}$, dont dépend (58) le poids de l'unité de volume du gaz, soit à l'état de décroissance continue pour qu'il y ait équilibre des couches. Or, cette décroissance s'accommode mieux de l'augmentation de t de la couche inférieure à la couche supérieure, que de sa diminution. Il faut seulement, dans tous les cas, que la variation de H fasse contrepoids à la variation de t, ce qui revient à dire que cette variation, pour une couche atmosphérique d'une certaine épaisseur, dépend des températures aux divers points de la couche, et non pas uniquement de l'épaisseur. C'est la notion que nous avons rencontrée quand nous avons parlé (211) de la difficulté qu'on éprouve à ramener au niveau de la mer l'observation barométrique faite à une certaine altitude.

248. Interversions de température suivant les hauteurs. — Aussi de pareilles interversions sont fréquentes, tant dans une atmosphère en repos que dans une atmosphère en mouvement. Dans l'îlot des calmes, en hiver, pendant la nuit, l'air se refroidit au contact du sol, et peut être plus chaud à une certaine hauteur. Au-dessous d'une couche de nuages, où les rayons du soleil ne pénètrent pas, la température peut être momentanément moins élevée qu'au-dessus, où l'évaporation du nuage amène la formation d'une couche absorbante de vapeur d'eau. C'est ce que MM. Welsh et Glaisher ont souvent observé dans leurs ascensions aéronautiques, faites aux frais de la Société Royale de Londres. Ils ont vu la température baisser d'ordinaire, du sol jusqu'à la couche nuageuse, pour s'élever, au-dessus, de quelques degrés avant de décroître de nouveau.

De même lorsque ces couches aériennes, chauffées au contact du sol, s'élèvent en emportant leur chaleur, le ballon peut les rencontrer, en montant plus vite qu'elles. Dans une

ascension faite le 2 octobre 1865, à 6 h. 20 du soir, par un ciel très pur, M. Glaisher a trouvé que la température allait constamment en croissant depuis la surface du sol jusqu'à la hauteur de 300 mètres. L'ascension ayant eu lieu trois quarts d'heure après le coucher du soleil, et le ciel étant pur, l'aéronaute avait évidemment traversé les couches échauffées au contact du sol, et dont le refroidissement par rayonnement, moins rapide que celui du sol, n'était pas encore terminé. Des interversions de cette nature, les unes dues à des différences dans la vitesse de refroidissement du sol et de l'air, d'autres à l'existence à faible hauteur d'un courant ou d'une veine d'air chaud, se montrent souvent sur la tour Eiffel.

Enfin, dans une atmosphère en mouvement, le courant équatorial qui y circule à hauteur plus ou moins grande, ou qui la pénètre de ses feuillets aériens, est en moyenne plus chaud pendant l'hiver, plus froid pendant l'été, à la même hauteur, que l'îlot des calmes. Là encore, par conséquent, les interversions de température seront presque l'état normal, et c'est plutôt de leur absence qu'il faudrait s'étonner que de leur existence.

249. Décroissement moyen de la température. — Mais toutes ces irrégularités disparaissent dans une moyenne de mesures quotidiennes et longuement prolongées à différents niveaux, et on peut en tirer une mesure du décroissement moyen de la température avec la hauteur, qui est de un degré pour environ 180 mètres de hauteur verticale. Ce chiffre est évidemment variable, mais il n'y a pas intérêt pour le moment à étudier ses variations.

Est-il le même à toutes les hauteurs ? Évidemment non. C'est la vapeur qui absorbe la chaleur solaire ; c'est elle qui la rayonne. Ce que nous observons au voisinage du sol ne peut donc rien nous apprendre sur ce qui se passe dans les hautes régions de l'atmosphère. Les ascensions aérostatiques les plus audacieuses restent elles-mêmes muettes, car elles ne peuvent pas dépasser les couches où il y a encore de la

vapeur d'eau. Elles nous disent seulement que le froid s'accentue à mesure qu'on s'élève. Mais à quel niveau s'abaisse-t-il dans les régions supérieures, à 8 ou 10,000 mètres, et plus haut encore dans les solitudes où se meut le globe? C'est ce dont on ne peut se faire une idée, imparfaite encore, que par le moyen suivant.

250. Température zénithale. — Imaginons que pendant une belle nuit, où le ciel est limpide et l'air calme, nous exposions au rayonnement, à une certaine distance du sol, un thermomètre *t* (fig. 150), à boule noircie et horizontal.

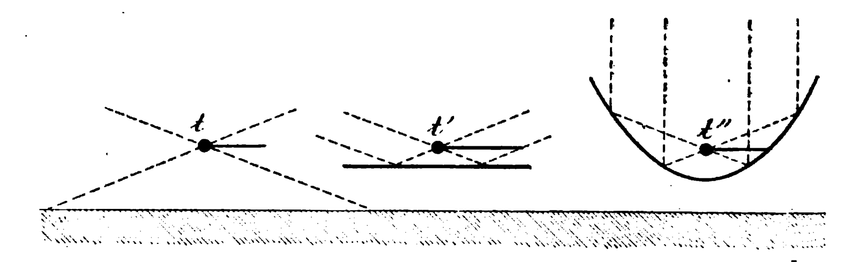


Fig. 150.

Sa température baisse parce qu'il perd plus de chaleur par rayonnement qu'il n'en reçoit, et il s'arrête quand la perte est égale au gain. Une partie notable de ce gain provient du rayonnement du sol. Supprimons-le en mettant au-dessous de la boule et à une certaine distance une feuille métallique polie sur ses deux faces, cachant à la boule du thermomètre *t'* la vue du sol, renvoyant vers celui-ci les rayons qui lui en arrivent, et réfléchissant dans l'espace ceux que le thermomètre envoyait au sol. Le gain a diminué, la perte est restée la même, le thermomètre baisse d'une certaine quantité. Mais il reçoit encore le rayonnement de toute la vapeur contenue dans la portion de l'air qu'il peut voir. Réduisons ce rayonnement au minimum en remplaçant notre feuille métallique polie par un miroir parabolique poli aussi, à axe vertical, et dont le foyer *t''* est occupé par la boule du thermomètre. Dans ces conditions, si le miroir est parfait,

les seuls rayons calorifiques qui peuvent arriver sur la boule sont ceux de la vapeur contenue dans un cylindre vertical ayant pour base la section la plus large du miroir, et s'élevant dans l'atmosphère. Les rayons calorifiques émis par la boule iront alors tous vers le zénith; on constate qu'avec ce dispositif la température baisse encore et atteint un degré variable suivant les lieux, la saison et le moment. C'est ce qu'on appelle la *Température zénithale*.

Ce froid subi indique que la température des régions zénithales est très faible. Le thermomètre remonte si, à distance, on dirige l'axe du miroir sur un glacier, sur un nuage. Il remonte d'autant moins que le nuage est plus haut; mais, par la plus belle nuit, il remonte encore quand au zénith passe une couche presque invisible de cirrus, dans lesquels les aéronautes ont relevé parfois des températures de 15 à 20° au-dessous de zéro. Concluons donc que les régions inaccessibles de l'atmosphère sont encore à des températures plus basses que les plus hautes régions que nous ayons pu atteindre. Mais on ne peut rien dire de plus sur ces températures, et c'est arbitrairement qu'on les évalue quelquefois à 100 ou 120° au-dessous de zéro.

Heureusement, pour le moment, les conclusions que nous venons de formuler nous suffisent. On peut les résumer ainsi : la loi de décroissance des températures de l'air est tout à fait irrégulière, mais, en somme, le thermomètre baisse d'autant plus qu'on s'élève davantage et tomberait beaucoup au-dessous de zéro dans des régions où il y a encore de la vapeur d'eau.

251. Distribution de la vapeur d'eau. — Arrivons maintenant à la distribution de la vapeur d'eau. Si l'air était partout saturé, la quantité de vapeur d'eau par mètre cube dépendrait uniquement de la température à chaque niveau, et on pourrait, connaissant la température en chaque point, chercher dans les tableaux (118 et 119) la tension maximum correspondante, et construire une courbe FF (fig. 151) donnant la distribution en hauteur de la vapeur d'eau si l'air

était partout saturé. Cette courbe aurait évidemment des allures tourmentées, correspondant à l'inégalité de distribution des températures, mais en gros elle se rapprocherait plus ou moins de celle de la figure : l'écart de la verticale, qui représente la force élastique maximum F à chaque niveau, étant maximum au voisinage du sol, et ne devenant jamais nul, parce que nous savons qu'à aucune température mesurable la pression de la vapeur n'est égale à 0.

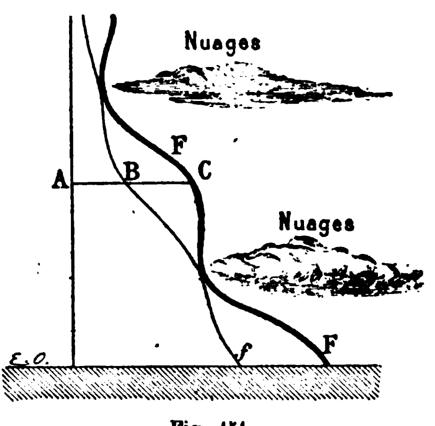


Fig. 151.

Mais il est clair *a priori* que l'air ne peut pas être partout saturé de vapeur. La source unique d'où il la tire est le sol ou la mer. C'est de là qu'elle s'élève sous forme visible ou invisible; c'est là qu'elle revient au moindre refroidissement. Sitôt formée, comme elle est plus légère que l'air et que sa tension l'amène dans les espaces qui en sont dépourvus, elle abandonne son lieu d'origine, et comme elle consomme beaucoup de chaleur pour se former, on peut comprendre que nulle part la production ne soit assez abondante pour suffire aux départs, et que la saturation de l'air soit l'exception, au lieu d'être la règle.

Nous pouvons donc nous faire une idée de cette distribution, dont nous ne connaissons pas le détail, mais dont nous voyons suffisamment l'ensemble, en traçant, à côté de la courbe des valeurs de F que nous envisagions tout à l'heure, celle des valeurs de *f*, encore plus irrégulière que la première, mais qui lui reste toujours intérieure, en la touchant seulement en quelques points qui correspondent aux niveaux pour lesquels l'air est saturé, et par conséquent pour lesquels il y a une couche de nuages. Imaginons maintenant

ces deux courbes à l'état de mouvement perpétuel, vibrant pour ainsi dire dans l'espace à la façon de deux lanières de fouet, mais de façon que la seconde reste toujours *intérieure* à la première, et nous aurons une idée de l'infinie variété de combinaisons qui peuvent se produire, et que chacune des positions des courbes traduit aux yeux parce que, à un niveau quelconque, $AC = F$, $AB = f$, et $BC = F - f$, c'est-à-dire le facteur d'évaporation dont nous avons parlé (127).

252. Circulation incessante de la vapeur atmosphérique. — Il semble au premier abord impossible de s'y retrouver au milieu de ce flottement incessant. Il ne se fait pourtant pas au hasard, et chaque mouvement des courbes a une partie de son origine dans la situation de ces mêmes courbes un instant auparavant. D'une manière générale, une région telle que A, où $F - f = BC$ a une valeur considérable, empruntera de la vapeur aux couches voisines pour lesquelles, les courbes étant plus rapprochées, $F - f$ sera plus faible et l'air plus voisin de sa saturation. Un nuage s'évaporera donc sur ses deux faces en vertu de cet appel. Naturellement, si le soleil brille et en échauffe le haut, l'évaporation sera plus rapide de ce côté. Mais cette vapeur, appelée dans des régions où elle était moins abondante, y augmentera d'abord, puis y apportera son pouvoir rayonnant, et si elle peut l'exercer, c'est-à-dire s'il y a peu de vapeur au-dessus d'elle, et si la nuit vient, elle y abaissera la température. La courbe des F se rapprochera donc de la verticale en ces points, en même temps que la courbe f se rapprochera de F, et une nouvelle condensation se produira qui sera soumise aux mêmes causes de dislocation que la première.

En résumé, là où elles sont voisines, les deux courbes tendent à se séparer ; là où elles sont séparées, elles tendent à se rapprocher, ce qui revient à dire à la fois que leur flottement est incessant, et que le phénomène de l'évaporation se modère lui-même, comme tant d'autres phénomènes de la physique et de la météorologie. Il y a une autre conclusion à tirer de ce qui précède, et que nous aurons souvent

l'occasion de rappeler, c'est qu'un nuage quelconque n'a pas d'existence propre; il se défait et se refait constamment; tout en paraissant être dans un parfait repos, la matière qui le compose est à l'état de perpétuel renouvellement; il n'est que *la forme visible de la portion de l'atmosphère dans laquelle se trouvent momentanément réunies les conditions de la condensation.*

Voilà pour les notions générales. Si nous voulions maintenant examiner les combinaisons multiples auxquelles elles président, nous n'en sortirions pas. Chaque jour a sa physionomie propre, caractérisée par un certain nombre d'incidents et d'accidents dans la distribution horaire des deux courbes F et f. Si on élimine ces accidents par la méthode des moyennes, on construit, avec les chiffres trouvés, une journée fictive qui n'a plus qu'un rapport éloigné avec la réalité. L'abus des moyennes est une des plaies de la météorologie.

253. Variations diverses au niveau du sol. — Il importe pourtant d'avoir quelques notions générales au sujet de la variation de F, de f, de $F - f$ dans le jour et dans l'année. Au lieu de prendre comme exemple la journée moyenne, nous supposerons une belle journée d'été, dans l'îlot des calmes, où le ciel est limpide et le soleil brillant. Dès qu'il se lève, il échauffe la terre et provoque l'évaporation. La vapeur se forme lentement parce qu'elle consomme beaucoup de chaleur, et comme elle disparaît au voisinage du sol à mesure qu'elle se forme, sa tension augmente peu dans l'air dans le courant d'une journée. Pour les mêmes raisons agissant en sens inverse, elle diminue peu la nuit. On peut donc se représenter la courbe des valeurs de f, le long des 24 heures d'un jour solaire (fig. 152), comme une espèce de ligne droite présentant une légère courbure vers le haut aux heures les plus chaudes de la journée.

La courbe F est bien plus accidentée, parce qu'elle traduit toutes les variations de la température de l'air, qui sont grandes si la journée est belle et la nuit limpide, moins

grandes toutefois que celles du sol. L'action du soleil est vive pendant les premières heures de la journée, mais à mesure que le manteau de vapeur se forme, et que, sans s'épaissir au voisinage du sol, il augmente de hauteur verticale, la fraction de la chaleur solaire que l'atmosphère arrête devient plus grande. Le maximum d'échauffement du sol se produit en effet avant midi ; mais, ensuite, le sol et le soleil agissant à la fois, l'air continue à s'échauffer, et son

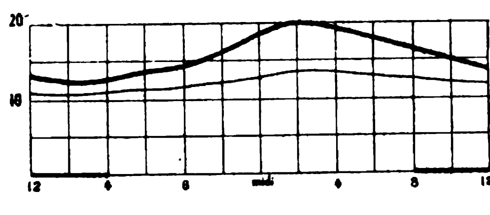


Fig. 152.

maximum de température a lieu après midi, vers une heure ou 2 heures. A partir de ce moment, la température baisse jusqu'au voisinage du lever du soleil, moment où elle est d'ordinaire minimum. On voit donc que les variations de la courbe F seront plus grandes que celles de la courbe f, et qu'elle aura son maximum et son minimum un peu en retard sur ceux de f. On aura donc un système, flottant du reste, mais ressemblant à celui de la figure 152, qu'il suffit de regarder pour voir la caractéristique des diverses heures de la journée. C'est par exemple vers midi que f est maximum, mais ce n'est qu'après que $F - f$ est le plus grand et par conséquent $\frac{f}{F}$ le plus petit. Par contre, c'est au voisinage du lever du soleil que les deux courbes sont le plus voisines, et que les chances d'une condensation sont le plus grandes.

254. Variations annuelles. — La même figure peut servir à se rendre compte des variations de f, de $F - f$, de $\frac{f}{F}$ pendant l'année, à la condition de voir les mois d'hiver dans les

couples d'heures à partir de minuit, les mois d'été dans ceux qui partent de midi. Il y a seulement cette différence, que la période d'action de la chaleur étant ici de six mois au lieu de 12 heures, et la valeur de f à un moment donné dépendant à la fois de ce que l'atmosphère reçoit à ce moment de vapeur d'eau et de ce qu'y en ont laissé les échauffements antérieurs, la variation de la courbe f sera plus grande, tout en présentant les mêmes allures. Il en sera de même pour celle de F, de sorte que les rapports généraux restent les mêmes. Nous ne pousserons pas plus loin l'examen de cette question : il y aurait trop à faire. Chaque année a aussi son caractère individuel, fait de celui de chacun des jours qui la composent. Ces jours eux-mêmes ne se ressemblent pas partout. Ils ne sont pas les mêmes pour une station au bord de la mer, où le voisinage de grandes masses d'eau assure une certaine constance de température, que dans une station de montagnes où l'air est relativement sec, ou dans une station continentale au climat extrême. Souvent même, d'un flanc de montagne au flanc opposé, il y aura des différences. Il faut renoncer au détail, et nous en tenir aux idées d'ensemble que nous venons d'acquérir.

Mais si variées que soient ces situations diverses, elles aboutissent toutes à un certain nombre d'effets communs, rosées, brouillards, nuages, pluies, et nous avons à chercher à quelles conditions particulières correspond chacune de ces formes de condensation.

255. Rosée. — Lorsque, dans une région humide, par exemple dans une vallée fertile, la transparence de l'air permet un fort rayonnement nocturne, les corps placés à la surface de la terre perdent d'autant plus de chaleur qu'ils ont un plus grand pouvoir émissif, et si, avec cela, ils ne peuvent en recevoir du sol qu'ils touchent, ou dans lequel ils sont implantés, parce que leur pouvoir conducteur est faible, ils vont se refroidir, d'autant plus que leur pouvoir émissif sera plus élevé et leur conductibilité plus petite. A ce double point de vue, les plantes occupent le premier rang : la

chlorophylle qui les colore a un pouvoir émissif voisin de celui du noir de fumée. D'un autre côté, comme elles sont gorgées d'eau, leur conductibilité est des plus médiocres. Elles vont donc se refroidir par rayonnement plus que le sol qui les porte, et qui est suffisamment conducteur; plus que l'air qui les baigne, et dont le pouvoir émissif est médiocre au regard du leur. Mais elles vont refroidir cet air à leur contact : si à un moment donné la température est assez basse pour que la vapeur de l'air soit saturante, elle va se condenser, absolument comme dans l'hygromètre de condensation, sur les corps froids à son voisinage, et chaque brin végétal se couvrira d'une couche d'eau qui est la *rosée*.

Le caractère de ce phénomène est qu'il se fait sans variation de transparence dans l'atmosphère, sans production de *brouillard*. Ce n'est pas dans l'air que la vapeur se condense, c'est sur le corps froid. En se déposant sur lui elle le réchauffe, ou, plus exactement, modère son refroidissement au moyen de sa chaleur latente qu'elle restitue. Elle le modère d'une autre façon, en substituant à une surface mate et couverte de chlorophylle, une surface polie et liquide dont le pouvoir émissif est beaucoup plus faible. La rosée est donc un phénomène qui se modère lui-même. Si le refroidissement continue, malgré les précautions naturelles prises ainsi contre lui, l'eau déposée par la rosée se congèle, et on arrive à la *gelée blanche*, à ces gelées qui se produisent de préférence au fond des vallées, sur des points abrités, et en plein calme de l'atmosphère.

La plante rayonne en effet d'autant plus qu'elle voit plus de ciel, et qu'elle le voit mieux. Un simple mouchoir tendu sur des piquets au-dessus d'elle la protège; de même un abri quelconque, un paillasson, un mur, bref, tout ce qui lui cache une portion du ciel. Pour peu que la nuit ne soit pas sereine, qu'il y ait des nuages, du brouillard, la rosée se modère ou s'arrête. On la combat, au printemps, elle et la gelée blanche qui l'accompagne souvent, en faisant brûler autour des plantations qu'on veut en préserver des matières goudronneuses répandant des fumées qui sont une protection suffisante.

Il n'y a pas à redouter de voir ces fumées être emportées par le vent et devenir ainsi inutiles, car il n'y a pas à craindre de rosée quand il y a du vent; cela se comprend : les couches aériennes se renouvellent trop vite au voisinage des herbes refroidies pour prendre leur température et leur céder leur vapeur d'eau. Il y a alors une autre espèce de gelées à craindre contre lesquelles les fumées sont sans efficacité : ce sont celles que produit, en avril et mai, le courant dérivé du Nord coulant à la surface de l'Europe, amenant un vent froid qui saisit les coteaux exposés à son action. Ce n'est plus la gelée blanche de rosée, qui sévit surtout sur les bas fonds et les endroits abrités, à la seule condition qu'ils aient le ciel ouvert au-dessus d'eux, surtout dans la région zénithale.

Si le vent empêche la rosée, en revanche une petite brise la rend plus forte. Il en est de même d'une légère pente du sol, bref de tout ce qui assure un renouvellement lent, au voisinage des brins d'herbe, des couches aériennes qui ont déjà déposé leur rosée. Les nouvelles nappes d'air se comportent de même, si elles ont le temps de se refroidir, et le dépôt augmente.

Quelle est l'épaisseur que peut atteindre ce dépôt? On ne le sait guère, parce que toute évaluation en est très difficile. On s'accorde pourtant généralement à dire qu'elle ne dépasse jamais 1/20 de millimètre, mais ce chiffre me paraît bien faible. Il n'explique pas la vigueur et la turgescence qu'on trouve quelquefois à la végétation, au matin, après une rosée, alors que la terre est sèche et a été épuisée par une longue chaleur.

256. Brouillards et nuages. — Les autres formes de condensation atmosphérique, qu'il nous reste maintenant à étudier, ont ceci de commun que le refroidissement s'y produit dans l'air lui-même, dont il trouble la transparence, en y précipitant à l'état liquide toute la vapeur d'eau en excès sur celle qui peut y rester dissoute à la même température. C'est un véritable phénomène de cristallisation de solution

sursaturée qui s'accomplit, et la ressemblance est accentuée par ce que nous avons vu (116) de la propriété de certains corps pulvérulents de servir d'amorces pour la formation du brouillard, absolument comme une trace de sel solide sert d'amorce pour la formation de nouveaux cristaux. La quantité de vapeur qui reprendra l'état liquide pourra naturellement être très variable, et sera d'autant plus grande que le refroidissement sera plus marqué et portera sur de l'air plus chaud à l'origine. Ce qui différencie les cas les uns des autres, c'est la cause du refroidissement qui a trois sources principales : le rayonnement, la dilatation des couches d'air par une cause extérieure, leur contact avec un air plus froid.

257. Causes de refroidissement. — A. *Rayonnement.* — Nous savons que c'est la vapeur d'eau qui rayonne. Les effets de ce rayonnement sont peu marqués dans les couches inférieures de l'atmosphère, parce que chaque atome de vapeur est entouré d'autres atomes dont il reçoit à peu près ce qu'il leur donne. Mais dans les hautes régions de l'atmosphère, là où la vapeur commence à manquer, le rayonnement de celle qui n'a devant elle que les espaces célestes doit être intense. C'est là, sans doute, ce qui explique la formation, à des latitudes très basses, pour lesquelles on ne peut songer à invoquer les effets du voisinage des pôles, de ces cirrus que nous verrons formés d'aiguilles allongées de glace, c'est-à-dire de la forme de congélation lente de l'eau. M. Tyndall veut aussi faire jouer un rôle au rayonnement dans la formation des cumulus, mais la forme arrondie de ces nuages, à leur partie supérieure, semble leur donner une autre origine. Peut-être pourrait-on voir un effet de rayonnement dans ce fait, si souvent cité, que dans les régions où il y a, superposés, le contre-alisé et l'alisé, par exemple à Ténériffe (fig. 111), c'est toujours l'alisé, c'est-à-dire le vent inférieur, le plus chaud et celui qui va vers la chaleur, qui emporte des nuages, tandis que le contre-alisé, qui va vers des régions plus au Nord, est presque toujours limpide. C'est que ce

contre-alisé, provenant non pas, comme on le dit, des couches voisines de la mer, amenées par le tirage équatorial dans des régions supérieures, mais du déversement des couches élevées de l'atmosphère, pauvres en vapeur d'eau, ne peut s'opposer au rayonnement de la vapeur invisible emportée par l'alisé, et lui permet de se condenser en nuages.

258. — B. *Détente.* — Toutes les fois qu'une masse d'air est forcée de se dilater par une cause extérieure, que, par exemple, emportée par un courant, elle gravit une pente, ou qu'elle est attirée par un vide relatif produit en dehors et en avant d'elle, dans tous ces cas, où il n'y a pas de chaleur extérieure ajoutée, elle se refroidit et peut devenir le siège d'une condensation. C'est ce qu'on peut fréquemment observer. Sur la montagne de la Table, par exemple, au cap de Bonne-Espérance, on voit, par les vents du Sud ou du Sud-Ouest, se former sur la montagne, à mi-hauteur, un rideau de nuages roulés par le vent, qui, sans abandonner les régions qu'il a conquises, monte peu à peu le long des pentes, s'étend sur le plateau en couche de faible épaisseur, et redescend ensuite de l'autre côté, se dissolvant à mesure qu'il descend, et finissant par s'évanouir à une hauteur à peu près égale à celle à laquelle il s'est formé de l'autre côté. La montagne a l'air d'être recouverte d'un tapis, et comme en outre elle est plate, on s'explique bien son nom. Mais ce tapis, immuable comme position tant que le vent dure, est en mutation continue de matière. C'est la vapeur d'eau emportée par le courant qui, refroidie par l'ascension, se condense, traverse le plateau à l'état de nuage ; puis comme cet air, dans lequel se produit une condensation, est devenu plus lourd, il retombe de l'autre côté, se réchauffe à mesure qu'il descend, et la vapeur condensée y repasse à l'état gazeux.

De même, sur toutes les régions montagneuses, par exemple dans le Cantal, quand souffle un vent chargé d'humidité, on voit souvent des nuages s'amonceler au front des plateaux élevés que le vent aborde, et disparaître de

l'autre côté du plateau pour se reformer quelques kilomètres plus loin devant une autre chaîne. Le chapeau de vapeurs dont s'entourent quelques sommets élevés et en forme de piton, le Puy-de-Dôme, le Ventoux, le mont Pilat (*pileatus?*), au voisinage de Saint-Étienne, le Gardelaban, au voisinage de Marseille, n'a souvent pas d'autre origine. Au Puy-de-Dôme, il persiste quelquefois très longtemps malgré les vents violents qui en emportent visiblement des lambeaux d'un côté, mais qui le reforment de l'autre. Sa présence témoigne de l'existence dans l'air d'un courant humide, qu'un obstacle oblige à une condensation momentanée. C'est évidemment le courant équatorial, qui, au moment où il débute par les hautes régions de l'atmosphère, peut très bien ne pas être annoncé par d'autres signes. On comprend donc que l'apparition de ces chapeaux sur les montagnes soit, pour les populations voisines, un présage de pluie.

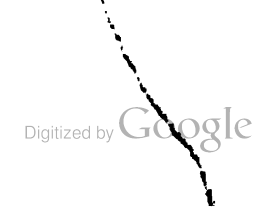
259. — C. *Mélanges d'air chaud et d'air froid.* — Nous rassemblerons, sous cette rubrique, tous les cas où de l'air, refroidi par une cause quelconque, amène une condensation en se mélangeant avec de l'air chaud et humide. Par exemple, quand au printemps l'îlot des calmes s'installe sur le continent après un plus ou moins long séjour sur la mer, il y trouve une terre froide, au contact de laquelle ses couches inférieures se refroidissent. Ces couches froides, brassées avec les couches supérieures, donnent un *brouillard*. Par exemple encore, si le courant équatorial remplace l'îlot des calmes sur un sol refroidi par le rayonnement, il y a encore un brouillard qui, comme le précédent, pourra couvrir d'immenses surfaces, mais ne sera en général pas durable, étant le résultat d'un état de transition. Il n'en est pas de même de ceux que nous savons être produits au voisinage de Terre-Neuve par le mélange de l'air froid qui surnage les courants polaires avec l'air chaud du Gulf-stream. Ce brouillard peut couvrir des surfaces énormes et est quelquefois très persistant. Enfin, dans le même cadre, nous ferons entrer les brouillards locaux, mais réguliers, tels que

ceux qu'on voit parfois se répandre, dès les premières heures de la nuit, dans les vallées humides et un peu marécageuses, encaissées entre deux rangées de hautes collines, et y prendre la forme d'une nappe régulière, assise sur le fond à la façon d'une inondation, et laissant émerger seulement le sommet des arbres et le toit des maisons.

Rien n'est plus curieux et plus instructif que d'assister de près à la production de ces brouillards plats. Dès que le soleil se couche, le sommet des collines se refroidit, refroidit l'air à son contact, et celui-ci, devenu plus lourd, tombe suivant les lignes de plus grande pente dans la vallée, où il trouve un air plus humide et plus chaud avec lequel il se mélange et donne du brouillard. Cette formation de brouillard commence même le long des pentes, et il y a des ravins où on peut voir l'air froid tomber en cascades, visibles par les vapeurs qu'elles condensent, et qu'elles entraînent avec elles au fond de la vallée. Là, elles s'étendent en lac qui, comme les nuages montagneux de tout à l'heure, se reforme constamment par un côté, s'il se défait de l'autre, là où la pente assure son écoulement et où la température permet sa disparition.

260. Influence de la forme de la courbe des tensions de la vapeur d'eau. — Il importe de remarquer tout de suite la relation qui existe entre cette formation de brouillards et de nuages, et la forme de la courbe des tensions de la vapeur d'eau, ou celle (fig. 155) des poids de vapeur présente dans l'air à diverses températures. C'est parce *qu'elle est concave vers le haut qu'une condensation peut se produire par suite du mélange d'air chaud et d'air froid.*

Supposons en effet, pour simplifier (mais notre raisonnement est tout à fait général), que nous mélangions deux masses égales d'air, l'une saturée à la température F, et contenant par conséquent une quantité de vapeur d'eau mesurée par DF, l'autre à la température H et contenant en eau la quantité mesurée par IH. Du mélange résultera de l'air à la température moyenne P, renfermant une quantité de vapeur qui est égale à la moyenne entre DF et IH, c'est-à-dire à



AP. Or, d'après la forme concave de la courbe, la quantité maximum de vapeur qu'il peut contenir à la température P est BP. Il est donc inévitable que toute la quantité de vapeur correspondant à AB se condense.

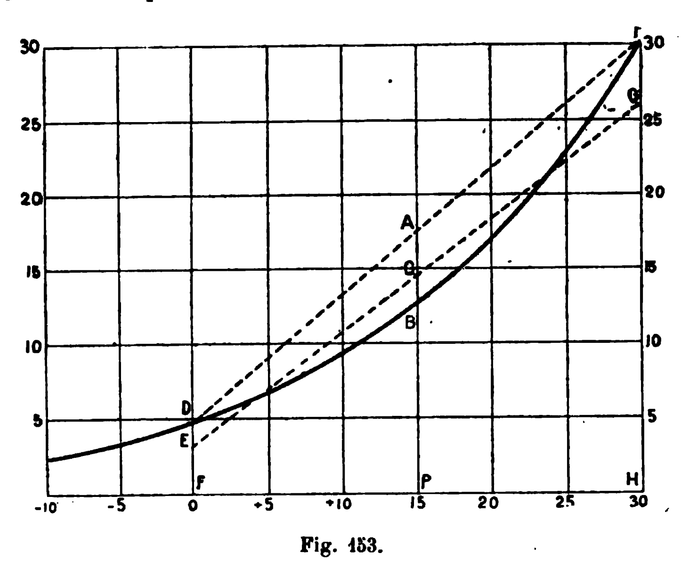


Fig. 153.

Une condensation peut donc résulter du mélange d'air chaud et d'air froid, mais n'en résultera pas toujours. Si les masses d'air qu'on mélange ne sont pas saturées, si l'une, au lieu de contenir une quantité DF de vapeur, n'en contient que EF et l'autre de même que GH, la ligne EG pourra passer au-dessous de la courbe si E et G sont assez bas, c'est-à-dire si F — *f* est assez grand pour les deux masses d'air, et alors il n'y aura pas de condensation ; ou une condensation très faible s'il y a seulement tangence.

261. Constitution du brouillard ou du nuage. — Quand on a la bonne fortune d'assister à la formation lente d'un brouillard ou d'un nuage, on voit que c'est en effet toujours ainsi que la chose débute, par des vapeurs légères, presque invisibles, qui s'épaississent et s'étendent si la cause de refroidissement persiste. Il n'y a aucune distinction à faire entre

le brouillard et le nuage. Ce qui est un nuage sur la montagne pour l'habitant de la plaine, est un brouillard pour le montagnard qui en est entouré. Cette bande allongée de vapeurs qu'on voit quelquefois suivre le cours de la rivière à quelques mètres de hauteur, dans une vallée où le calme de l'air a suivi un refroidissement subit, peut être considérée comme un brouillard ou comme un nuage.

Or, le brouillard est formé de gouttelettes pleines. Il suffit pour s'en assurer de regarder à la loupe celles qui viennent adhérer aux poils d'un vêtement de laine. Herschell a vu souvent un arc-en-ciel lunaire dans un brouillard formé le soir sur une prairie voisine de son habitation. Dans un brouillard à gouttelettes plus grosses, et qui commençait à se résoudre en pluie, il a même observé le second arc-en-ciel. Or la formation de l'arc-en-ciel exige des gouttelettes pleines. Si elles sont telles dans le brouillard, il n'y a aucune raison de les supposer différentes dans le nuage.

On avait été conduit autrefois à une autre conception. Pour expliquer que les nuages ne tombent pas, et puissent maintenir en suspension dans l'air les millions de kilogrammes d'eau qu'ils emportent quelquefois, on avait admis que la vapeur d'eau, en s'y condensant, avait pris la forme de vésicules creuses, analogues à des bulles de savon ou à des ballons. C'était une conception qui, outre son défaut d'être hypothétique, et en dehors de tous les faits connus, avait encore celui d'être tout à fait enfantine, car qu'une gouttelette d'eau soit pleine ou gonflée en bulle, elle ne pèse pas moins. Ce qu'elle gagne à passer à l'état de vésicule, c'est que, pour le même poids, sa surface augmente, et avec elle, la résistance qu'elle oppose au mouvement et sa lenteur de chute. Mais il n'est pas nécessaire de gonfler en bulle une gouttelette pour l'amener à tomber lentement. Il suffit de la diviser. En la partageant en huit parties que la capillarité arrondira en sphères, on ne change rien au poids total, mais le rayon des nouveaux sphérules sera la moitié du rayon primitif, et leur surface totale sera double de celle du globule mère. D'une manière générale, le poids restant proportionnel

au cube du rayon, et la résistance à la chute, que l'on peut considérer comme proportionnelle à la surface, variant comme le carré du rayon, il en résulte que le rapport du poids moteur à la résistance au mouvement est proportionnel au rayon, et peut devenir très petit quand le rayon est très faible.

Les gouttelettes d'eau des brouillards fins, de ceux qui restent en suspension, sont en effet très petites. Mais si petites qu'elles soient, et si petites que soient aussi celles des nuages, elles doivent tomber, et cette chute lente a été longtemps un argument pour les partisans de la vapeur vésiculaire, qui croyaient qu'en effet un nuage restait en suspension, sans tomber, ni descendre. Cet argument ne compte plus depuis que nous avons vu la forme extérieure pouvoir persister dans un nuage avec un changement continuel dans la nature de ses matériaux, et c'est ici le cas de rappeler ce que nous disions au commencement de ce chapitre, que le nuage est la forme visible de la portion d'atmosphère où se trouvent temporairement réunies les conditions de la condensation. Quand il est immobile, c'est qu'il se détruit par le haut à mesure qu'il se reforme par le bas ou inversement; mais il est rarement immobile, et quand il le paraît, c'est qu'il est loin, et que son mouvement de chute est insensible. Le plus faible mouvement ascendant dans l'air suffit pour faire remonter les gouttelettes plus vite que la pesanteur ne les fait tomber, et le nuage s'élève. Ce n'est que lorsqu'il se résout en pluie qu'il tombe vraiment; mais alors, d'autres phénomènes entrent en jeu que nous allons retrouver tout à l'heure.

CHAPITRE XXIV

DIVERSES FORMES DE NUAGES

Outre les diverses formes de condensation que nous avons rencontrées chemin faisant jusqu'ici, et qui, bien qu'en relation générale avec la situation météorologique, sont dans une dépendance étroite de la topographie des lieux, il y a encore des formes qui sont surtout en rapport avec la situation météorologique, et ne dépendent que faiblement des conditions locales. C'est ainsi que les *cumulus* sont par excellence les nuages de la zone des calmes équatoriaux et des îlots des calmes, les *cirrus*, les *stratus* et les *nimbus* sont des nuages du courant équatorial.

262. Cumulus. — Ce sont ces nuages amoncelés, terminés en bas par une surface qui de loin paraît plane, horizontale, et grise ou noire, en haut par des coupoles arrondies et éclatantes de blancheur, qu'on voit si souvent dans nos climats, pendant la saison chaude, rompre sur l'uniformité du ciel bleu et donner lieu à de si beaux effets de lumière. Par les temps calmes, on peut assister à leur naissance, deux ou trois heures après le lever du soleil, sous forme de petites masses blanches qui s'épaississent, et forment des dômes qui s'échafaudent les uns sur les autres, en s'élevant de plus en plus. Ils atteignent leur maximum de hauteur dans l'après-midi, au moment où la chaleur est la plus forte. Ils sont à peu près immobiles, tout au plus animés d'un mouvement très lent. Ils se résorbent ensuite, se dissolvent invisiblement dans l'air ambiant, et disparais-

sent d'ordinaire avant le coucher du soleil sans avoir donné de pluie. Quand on les voit par le dessous, on n'en distingue guère que la base, d'un gris changeant, à contours irréguliers, mais en général assez nets et peu frangés. Dans les régions équatoriales, ils s'amoncellent en masses plus puissantes, cachent tout le ciel, et finissent par se résoudre en une pluie abondante, tombant avec régularité à une certaine heure de la journée; après quoi le ciel redevient clair, la nuit s'étoile, et le lendemain tout recommence avec une sorte d'uniformité.

Ils apparaissent de préférence au-dessus des portions du sol les plus échauffées et en même temps les plus humides, et sont limités quand ils représentent une surface d'évaporation limitée. On n'en voit guère au-dessus des mers; mais la moindre île de l'océan se devine de loin, longtemps avant qu'on l'aperçoive, à l'amas de cumulus qui plane sur elle.

Ces conditions de production et cette forme nous indiquent le mode de formation des cumulus. Ils sont dus à des colonnes d'air chaud et humide qui en s'élevant se refroidissent, et, arrivées à un certain niveau, en général horizontal, s'il y a du calme et de l'homogénéité dans l'atmosphère, se condensent. Les nouvelles masses d'air qui arrivent ne peuvent plus rien abandonner à cette couche de niveau qui est plus que saturée, elles la traversent et rencontrent plus haut des conditions de condensation. Naturellement les premières vapeurs condensées mettent obstacle à ce mouvement par leur tendance à la chute, et entre ces masses d'air qui tendent à marcher dans des sens différents, il se dessine, comme toujours en pareil cas, des courants inverses, dont le résultat est d'ouvrir à travers le nuage déjà formé des cheminées par où l'air chaud, montant lentement, condense sa vapeur en nuages bombés comme ceux qui sortent de la cheminée des locomotives.

Sitôt formé, le cumulus est attaqué en haut par le soleil pour lequel il forme surface d'évaporation. A son tour, il arrête la chaleur solaire et l'empêche d'arriver jusqu'au sol.

D'un autre côté, le mouvement de chute lente, dont est animé tout air contenant de la vapeur condensée, tend à abaisser le plan de base du nuage. Mais le cumulus est formé de gouttelettes très fines, si fines qu'elles ne donnent jamais lieu au phénomène de l'arc-en-ciel. Ces gouttelettes, outre qu'elles tombent lentement, peuvent s'évaporer très vite, puisque le rapport de leur surface à leur volume est très grand. Elles utilisent pour cela la chaleur du courant d'air ascendant, qu'elles refroidissent. Le cumulus est donc, dans toute son épaisseur, le siège d'une lutte entre des causes contraires de formation et de destruction. Tant que le courant d'air ascendant l'emporte, le cumulus grandit. Par contre, dès que la chaleur baisse au niveau du sol, les causes de dissolution l'emportent, et le cumulus disparaît.

Il y a pourtant des cas où ces nuages persistent et où on les retrouve le lendemain, à peu près dans le même état où on les a laissés la veille. Dans ce cas, c'est qu'ils ont trouvé au-dessous ou, de préférence, au-dessus d'eux, un air trop humide pour absorber leur vapeur d'eau. Dans ce cas, on est fondé à soupçonner l'arrivée dans les hautes régions de l'atmosphère, du courant équatorial ou d'un de ses dérivés, et on a raison de considérer cette persistance des cumulus comme un présage de pluie. Nous verrons, à propos des orages, l'importance de cette superposition du courant équatorial sur les cumulus de l'îlot des calmes.

263. Cirrus. — Si les cumulus sont à peu près caractéristiques des régions de calme, les cirrus ne le sont guère moins des grands courants des hautes régions de l'atmosphère. Nous savons qu'on en trouve toujours dans les masses d'air se dirigeant vers le centre de l'îlot quand il est calme, et par conséquent obliquement ou perpendiculairement aux isobares, pour la même raison que celle qui rend le contre-alisé à peu près normal, au départ, aux isobares de la zone des calmes équatoriaux; mais quand une bourrasque arrive, elle entraîne parfois les cirrus parallèlement ou à peu près à ses isobares, et ces nuages peuvent

ainsi nous apporter des nouvelles de ce qui se passe dans les hautes régions qu'ils occupent.

Ils affectent des formes diverses, toutes aisément reconnaissables. Leur caractéristique est qu'ils sont toujours très hauts, par suite très ténus, parce qu'à cette hauteur l'eau est rare. Ils peuvent donner naissance, le cas échéant, au phénomène des *halos* et des *parhélies*, ce qui démontre qu'ils sont composés d'aiguilles de glace, orientées par le courant qui les emporte et les dispose de façon à ce qu'elles présentent au mouvement leur direction de moindre résistance. Ils forment alors de longues bandes, à aspect fibreux, plus ou moins onduleuses ou tourmentées, que rappellent les noms divers que leur ont donnés les marins des diverses nations, *mares tails* (queues de jument), *sea-tress* (chevelures de mer) des Anglais, *Windbäume* des Allemands.

Ce dernier nom indique le pronostic qu'on leur attache. L'apparition du cirrus est, en effet, toujours menaçante pour le beau temps, et nous avons vu pourquoi. Mais la menace n'est pas toujours suivie d'effet. Tant que les cirrus sont à l'état de traînées presque invisibles, ils sont loin de nous, et peuvent repartir comme ils sont venus. On en trouve d'ailleurs dans l'îlot des calmes pendant les périodes de tranquillité, qu'ils ne troublent pas. Le danger augmente quand ils s'abaissent. Ils deviennent alors plus opaques, plus denses ; roulés et enchevêtrés par les vents, ils prennent une forme moutonnée ou celle de flocons irréguliers de coton cardé. Ce sont les *Schäfchen* ou *Lämmerchen* des Allemands, le *mackerel sky* des Anglais. C'est notre ciel *moutonné*. Le ciel *pommelé* tient à un degré de plus d'agglomération et de densité dans les lambeaux de cirrus, maintenant séparés et prenant un peu des formes arrondies et de la blancheur des cumulus.

Aussi les appelle-t-on quelquefois *cirro-cumulus*. Cette dénomination nous semble impropre, car elle implique une sorte de parenté ou de passage entre les cirrus et les cumulus, qui appartiennent à des situations météorologiques différentes. Le nom de *pommelures* vaudrait mieux, mais la nomenclature des nuages est déjà fort encombrée. En tout

cas, il vaut mieux pas de nom qu'un nom qui implique une idée fausse.

On s'épuiserait d'ailleurs à coller des étiquettes sur ces formes sans cesse changeantes. Les cirrus en s'abaissant ne prennent en effet pas toujours des formes moutonnées, ils forment parfois de grandes bandes à bords frangés, comme si elles étaient effilochées par un courant d'air de direction différente; parfois enfin, ils envahissent le ciel qu'ils remplissent d'une brume blanche, où on retrouve encore le caractère fibreux du cirrus typique. A cette forme s'applique très bien, si on veut le garder, le nom de *cirropallium*, ou manteau de cirrus. Quand elle apparaît, elle précède d'ordinaire de très peu la pluie. Mais le meilleur guide, quand on a vu apparaître les cirrus, est non pas l'observation de leurs formes, mais celle du baromètre et du vent, qui nous disent tout de suite s'il s'agit du courant équatorial ou d'un de ses dérivés.

A cause des allures inclinées de la surface de séparation du courant équatorial et de l'îlot des calmes, une station M peut, en effet (fig. 143), être dans l'îlot, et avoir à son zénith un des bords du courant équatorial ou un de ses dérivés. Quand cette situation se présente en été, les orages sont probables, et nous trouverons dans un chapitre spécial l'étude de cette question. Mais nous pouvons nous occuper ici de tout ce qui, dans l'orage, n'est pas manifestation électrique.

264. Stratus. — Quelle que soit la saison, l'arrivée du courant équatorial se traduit par ces nuages qu'on voit se former en grandes bandes, denses et noires, allongées en général parallèlement à l'horizon, et qui, apparaissant d'ordinaire à l'horizon du S.-W., pour tous les points de la France, fixent sur ce point les yeux de tous les agriculteurs, en peine du temps qu'ils auront le lendemain. On peut en effet voir quelquefois alors, à 150 ou 200 kilomètres de distance, pour peu qu'on domine l'horizon du S.-W., la masse puissante qu'ils forment. Quand ils approchent, et que le courant équatorial s'installe sur la région, on le voit fréquemment

emporter dans son cours des nuages isolés, ou fuyards (*scuds*), animés d'une vitesse rapide alors que le fond de l'air est encore calme. Mais bientôt le vent s'y installe, le baromètre baisse, le ciel se couvre de nuages continus, on est en plein courant.

Quand ce courant est tranquille, les nuages qu'il emporte ont en général la forme régulière d'assises ou de strates, à faces horizontales ou doucement inclinées dans le sens du relief du sol. Ce sont eux qui forment ces barres si fréquentes à l'horizon du S.-W. On les appelle *stratus*, nom consacré par l'usage, mais qui est mal fait, car il implique une idée de repos, tandis que ces stratus sont la forme visible d'un fleuve aérien en mouvement. Ce sont, en effet, les masses d'air du courant équatorial, refroidies lentement par suite de leur ascension le long des pentes, ou de leur montée vers le Nord, et ayant laissé se condenser leur humidité. Elles peuvent, comme les cumulus, rester longtemps dans un état de suspension apparente, et ne pas déverser d'eau. La limite inférieure de la masse de stratus ou de chacun des nuages qui la composent reste alors assez précise. Mais lorsque survient une cause de refroidissement plus puissante, une chaîne de montagnes à gravir, ou une bourrasque qui amène dans les profondeurs du courant l'air froid des régions supérieures, cet équilibre instable est troublé; le refroidissement, qui commence par ces régions supérieures, amène une formation de gouttelettes qui, en tombant au travers de la masse de nuages, s'y grossissent de toutes celles qu'elles recueillent en route (V. fig. 46), augmentent peu à peu de vitesse de chute, et, arrivées à la limite inférieure des nuages, en troublent la continuité, et s'épanchent sous forme de rideau. C'est la pluie. Que, dans ces conditions, le refroidissement vienne des parties supérieures du nuage, c'est ce qui est démontré par ce fait que souvent la ligne limite inférieure d'un stratus reste régulière et peut être suivie à de grandes distances partout, sauf en deux ou trois points par où elle semble munie d'une frange flottante, à contours indistincts, mais à grandes traînées parallèles, et qui est

faite de pluie. Une cause régulière de refroidissement, telle que l'ascension le long d'une pente, qui avait déjà façonné la limite inférieure du nuage, eût évidemment agi sur toute cette limite à la fois, et eût bordé la bande d'une frange continue de pluies.

Bien que le nuage qui déverse la pluie soit évidemment le même que celui qui, un instant avant, restait en suspension apparente dans l'atmosphère, on l'a pourtant décoré d'un nom spécial : on l'appelle *nimbus*. Le nimbus est un nuage, ou un amas de nuages, qui déverse de la pluie : *nubes, vel nubium congeries, pluviam effundens*, dit Howard. Le nimbus était stratus tout à l'heure, et le redeviendra dans un instant.

Il est vrai que la forme stratus, qui est celle du courant calme, n'alimente jamais de longues et d'abondantes pluies. (V. fig. 123.) Les causes de refroidissement ne sont pas alors puissantes ni actives. Quand le courant remonte lentement vers le Nord, et qu'il ne rencontre devant lui que des terres basses, à relief peu accusé, il peut emporter très loin dans le continent les pluies qu'il contient en puissance, surtout lorsque le continent est chaud, et nous verrons en effet, en étudiant la distribution des pluies, qu'il y a une zone de pluies d'été attribuable à ces conditions. Mais quand les pentes à gravir sont fortes, comme celles des Alpes Scandinaves, ou quand survient une bourrasque, les stratus perdent de leur régularité. Leurs assises horizontales sont bouleversées, les formes deviennent irrégulières, et on a alors le *nubium congeries* de Howard. Mais alors, ce qui n'est plus scientifique, c'est d'avoir un mot unique pour un nuage provenant de deux origines aussi différentes. Nous n'emploierons jamais ce mot de *nimbus*.

Nous venons d'examiner en gros les phénomènes de précipitation dont une bourrasque peut devenir le siège, mais il est nécessaire de suivre ces phénomènes dans le détail, d'étudier les diverses formes que la vapeur peut prendre en se condensant, grésil, neige, grêle et d'examiner la distribution des pluies sur le pourtour de la bourrasque. C'est ce dont nous allons nous occuper maintenant.

CHAPITRE XXV

PHÉNOMÈNES INTÉRIEURS DE LA BOURRASQUE

265. Variations de température et de pression d'une masse d'air appelée de haut en bas. — Nous avons vu que la bourrasque, comme le cyclone, est une espèce de mouvement tourbillonnaire dans lequel, pour une cause tout aussi inconnue dans son essence que celle qui produit les tourbillons des fleuves, mais tout aussi sûre dans ses effets, de l'air emprunté aux hautes régions de l'atmosphère se trouve aspiré par un vide central, dans lequel existe une différence de pression produite par le mouvement centrifuge de l'air, absolument comme dans un ventilateur qui puise de l'air au voisinage de son axe pour le rejeter à sa périphérie.

La meilleure image d'une bourrasque est en effet un ventilateur à axe vertical, à moteur et à ailettes invisibles, dans lequel les ailettes auraient une surface décroissante et une vitesse de rotation croissante du haut vers le bas, de façon à ce qu'il y ait partout plus que compensation, que la *pression* baisse et que l'aspiration se fasse du haut en bas, l'ensemble conservant ainsi cette forme d'entonnoir que nous avons pu, moyennant certaines réserves, attribuer à la bourrasque. Il est bien entendu (228, 232) que si, dans la partie inférieure de cet immense ventilateur, les ailettes se faussent ou se brisent par suite de frottements sur le sol, l'aspiration pourra aussi temporairement se faire par le bas, mais ce sera l'exception. Nous sommes enclins à donner à ce qui se passe dans ces régions inférieures une importance exagérée, parce que c'est

là que nous habitons et que nous observons, et il faut toujours être en garde contre cette cause d'illusions.

Suivons donc dans son mouvement une masse d'air de volume A (fig. 154), empruntée aux régions supérieures et abandonnée à un niveau inférieur par une bourrasque qui passe. Les variations intérieures de température qu'elle subira, et qui sont pour le moment la seule chose qui nous intéresse, ne dépendent théoriquement pas de la trajectoire qu'elle a suivie, mais seulement de ses variations de pression et d'altitude. Nous pourrons donc, pour l'étude, remplacer sa trajectoire réelle par une trajectoire schématique, et admettre qu'elle est descendue d'abord verticalement de A en B, au niveau auquel elle a été laissée, puis qu'à ce niveau elle a passé de B en D, D étant sa station finale.

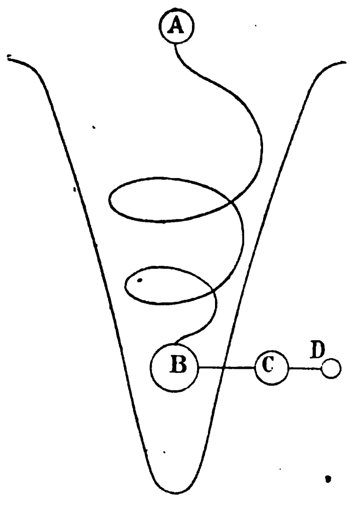


Fig. 154.

De A en B, comme elle a été appelée par une différence de pression, son volume a augmenté, ce que nous avons indiqué par un cercle plus grand, et par conséquent sa température a baissé. Nous pouvons en outre établir dans son voyage de B en D une station intermédiaire, C, où la masse d'air retrouve théoriquement, en se comprimant, son volume et sa température primitive. De C en D, il y a diminution nouvelle de volume et par suite réchauffement.

La masse d'air entraînée par le mouvement tourbillonnaire se refroidit donc en route, puis se réchauffe au delà de son degré initial; mais si ce degré était très faible, elle peut rester plus froide que l'air ambiant au milieu duquel elle est abandonnée en D. De plus ces réchauffements et ces refroidissements dépendent, dans leur valeur numérique, des

circonstances initiales et finales de température et d'humidité aux points de départ et d'arrivée. Faisons donc sur ces circonstances toutes les hypothèses possibles, et nous allons voir successivement se présenter devant nous des phénomènes très divers.

266. Simoun, Chamsin, Föhn. — 1er *Cas. L'air est sec en* A *et en* D. C'est un cas souvent réalisé à l'intérieur des continents, dans cette guirlande de déserts qui traversent en écharpe l'Europasie, du désert de Gobi à la mer Rouge, et qui se retrouvent au delà dans toute l'épaisseur du Sahara. Là, l'air est fortement chauffé par le sol, et lorsqu'un mouvement tourbillonnaire arrive et prend l'air à petite hauteur pour le ramener dans les couches que nous respirons, il le laisse encore plus chaud qu'il ne l'avait pris. Tels sont, en effet, autant qu'on peut le voir par les descriptions quelquefois contradictoires des voyageurs, les vents chauds des déserts, le *Simoun* du Sahara, l'*Harmattan* des côtes de Guinée, le *Chamsin* de l'Égypte. Leur caractère commun est d'être précédés par une période de calmes, de souffler ensuite en sens divers, comme des vents de bourrasque, de s'accompagner d'une dépression barométrique quelquefois marquée, ce qui témoigne encore de leur caractère tourbillonnaire, enfin d'être secs, si secs qu'ils font déjeter le bois et gercer la peau. Lorsqu'avec cela ils soufflent sur un terrain sableux, ils soulèvent la poussière et la font tournoyer en masses épaisses qui peuvent cacher la lumière du soleil. Soit que ce sable soit aspiré dans les régions inférieures, soit que la surface du sol soit affouillée et labourée par ce tourbillon aérien, comme un tourbillon liquide affouille et laboure le fond d'une rivière, le bouleversement est quelquefois tel que le profil des horizons est changé au point de dérouter les guides, et si on ajoute à cela les souffrances qu'amène ce même sable chaud qui pénètre partout, on s'explique bien que des armées comme celle de Cambyse aient été les victimes de ces tempêtes du désert.

Nous avons une faible idée de cette situation atmosphé-



Fig. 133. *Isobares du 17 août 1890.*

Le courant équatorial coule du S.-W. au N.-E., à l'angle N.-W. de la carte. L'îlot des calmes repose sur toute l'Europe continentale; mais il y a superposition de l'îlot et du courant sur une large bande mal limitée courant du S.-W. au N.-E. sur le milieu de la carte. Le ciel est couvert sur la plus grande partie de la France, et tandis que les vents des girouettes sont faibles et indécis, les vents des nuages inférieurs chassent rapidement du S.-W., emportant des orages qui ont commencé la veille à l'embouchure de la Gironde et vont s'étendre aujourd'hui sur toute la France. Les isobares sont très espacées, ce qui arrive toujours lors de ces superpositions caractéristiques des périodes d'orages.

La température est élevée partout. Le courant supérieur se manifeste sur les girouettes au Pic du Midi et au Puy-de-Dôme, où la température maximum a été de 20°, et la température minimum de 16°.



Fig. 156. *Isobares du 18 août 1890.*

Même situation que la veille. La simplification des isobares est même poussée presque au maximum, grâce à la superposition du courant et de l'îlot sur une vaste surface, orientée à peu près comme hier. Les vents de surface continuent à rester faibles et indécis. Le temps est lourd et orageux sur presque tous les points de la France. Dans la soirée du 18, une trombe ravage les environs de Dreux, de Piré (Ille-et-Vilaine). Le lendemain, 19, au soir, une autre trombe ravage les environs de Saint-Claude (Jura) et la portion voisine de la Suisse. Toutes deux sont emportées du S.-O. au N.-E. par le courant équatorial ou un courant dérivé, qui est très visible sur la carte du 19 août, et s'y traduit comme à l'ordinaire par un effet de moiré sur les courbes.

Ce courant amène des vents du S.-W. très sensibles au sommet du Puy-de-Dôme, au Ventoux et au Pic du Midi. C'est évidemment à lui qu'il faut rattacher les trombes, et non, comme on le fait en Amérique pour les tornados, à une bourrasque soufflant au large au N.-W. et en dehors de la carte, bourrasque d'ailleurs très hypotétique, et en tout cas très éloignée.

rique par le sirocco et le föhn. Ces deux noms sont encore mal définis. Le sirocco d'Italie ou du Midi de la France ne semble pas être le même vent que le sirocco de Tunisie ou d'Algérie. Le föhn de Suisse ne paraît pas toujours avoir la même origine. Mais ces vents sont tous des vents chauds, qu'ils soufflent ou non en tempête. Ils ne s'accompagnent d'aucun trouble atmosphérique, et au lieu de tempérer l'ardeur du soleil, ils ajoutent à son effet desséchant sur la végétation par les courants d'air chaud qu'ils promènent à la surface du sol. Ils se rattachent donc par un lien un peu lâche à la situation que nous avons supposée plus haut.

267. Trombes et tornados. — 2[e] *Cas. L'air est sec en* A, *mais humide en* D, *ou encore inversement, humide en* A, *et sec en* D. Tel sera, par exemple, le cas de la superposition de l'îlot des calmes et du courant équatorial (fig. 155 et 156) ou encore d'un courant dérivé venant du Nord ou du Sud, et plus sec, dans un cas, plus humide dans l'autre que l'air de l'îlot. Dans les deux cas, la dilatation que subira l'air dans son mouvement tourbillonnaire de descente, de A en B, y déterminera un refroidissement. Si cet air était humide mais transparent au départ, il se troublera en descendant; s'il était sec, mais s'il rencontre de l'air humide, il le refroidira et amènera une condensation en s'y mélangeant. Dans les deux cas, le brouillard dessinera une sorte de gaîne rendant visible le tourbillon qui, sans cela, ne se fût manifesté que par ses effets mécaniques. Si le mouvement commence au voisinage d'un nuage, c'est-à-dire d'une région de condensation, soit qu'il commence vraiment au voisinage du nuage, soit qu'il ne nous apparaisse qu'après l'avoir traversé, on verra [1] naître et s'allonger de haut en bas une sorte de poche,

1. Voici, pour *illustrer* en quelque sorte cette description schématique, la remarquable description, faite par Spallanzani, d'une trombe observée sur la mer Adriatique, en face des montagnes de l'Istrie, le soir du 22 août 1785 :

« Le vent, assez doux, soufflait de l'Est à l'Ouest, le ciel était couvert de nuages orageux qui marchaient vers l'Est, et de temps en temps, au

de protubérance en forme de tourbillon qui s'enfonce peu à peu dans l'atmosphère à la façon d'une vrille. Elle peut disparaître, c'est-à-dire devenir invisible quelquefois à mi-hauteur, en traversant une couche plus chaude ou moins humide, de façon à ce qu'il n'y ait pas de condensation, et reparaître plus bas au voisinage du sol. Mais généralement elle est visible du haut en bas, et a alors la forme d'un entonnoir, d'une trompe d'éléphant, ou celle, plus aplatie, d'un pavillon de trompe de chasse. La pointe inférieure de l'entonnoir, siège évident de mouvements tourbillonnaires, monte et s'abaisse. Quand elle passe sur la mer, elle s'y enfonce, fait bouillonner l'eau tout autour du creux qu'elle forme, et la rejette à l'état d'embrun. Il peut arriver aussi (228) qu'elle en prenne une portion dans ses spires et l'emporte au loin avec elle.

Il ne faut pas oublier, en effet, qu'à la pointe inférieure de cet entonnoir peut se dépenser, comme dans les cyclones, une énorme force mécanique. Les trombes que nous décri-

N.-E. se voyaient de vifs éclairs, suivis de coups de tonnerre, lesquels ne faisaient pas entendre ce roulement prolongé que le plus souvent on entend sur terre, mais ressemblaient à des coups de canon très brefs. La face inférieure des nuages touchait les montagnes de l'Istrie, et par conséquent, à vue d'œil, elle semblait ne pas être de plus d'un mille d'élévation. Elle était partout uniforme, à l'exception d'une enflure qu'il y avait d'un côté, et là, le nuage étant plus gros, paraissait plus noir. Outre ce mouvement de marche vers l'Est, commun à tous les nuages, cette tumeur en avait un en tourbillon, et là où elle était, les éclairs brillaient et le tonnerre grondait plus fréquemment, sans qu'il parût d'indice de pluie. La tumeur du nuage correspondait perpendiculairement à un endroit de la mer qui n'était pas distant de nous de plus de cinq milles. Au moment où j'avais les yeux fixés sur cette tumeur comme sur l'objet qui frappait le plus la vue, j'observai que vers son milieu elle s'allongea tout à coup en une espèce de cône renversé; d'autres cônes ne tardèrent pas à paraître latéralement de la même manière; ils ressemblaient en grand à des stalactites pendant de la voûte d'une caverne souterraine. Mais ce groupe de cônes ne tarda pas à disparaître. Peu de temps après, il se forma un autre cône dans le même endroit, mais beaucoup plus considérable, lequel, s'allongeant rapidement et tombant d'aplomb jusqu'en bas, en très peu de temps arriva sans interruption jusqu'à la mer, et en toucha la super-

vons prennent leur point de départ dans un courant qui ne peut être dans nos climats que le courant équatorial ou un de ses dérivés, et voyagent emportées par le courant générateur. Elles se forment de préférence sur les bords du courant, là où il surmonte l'îlot des calmes, et où les frottements sont les plus actifs et les différences de température et d'humidité les plus marquées entre les masses d'air contiguës. On les trouve aussi sur le parcours des courants dérivés, coulant à une hauteur moyenne lorsque le sol est recouvert par l'îlot. On en voit aussi, mais plus rarement, qui servent de satellites latéraux à une dépression centrale. Mais quelle que soit leur origine, leur caractère est triple. Les trombes sont en général limitées comme surface ; leur pointe inférieure qui avoisine le sol est animée d'une vitesse de rotation qui la rend dangereuse ; elles sont accompagnées d'une dépression barométrique qui, aussi grande que celle des bourrasques lorsque la profondeur est la même, se répartit sur un espace beaucoup plus restreint, si bien que, à quelques

ficie avec son extrémité inférieure, je pourrais dire avec son sommet, tandis que la base du cône se cachait dans ce gonflement de nuages. Lorsque son sommet toucha l'eau de la mer, celle-ci se souleva en un monticule qui persista tant que le cône renversé fut entier. Celui-ci était donc une vraie *trombe de mer*, tandis que les cônes plus courts n'en étaient que d'imparfaites.

« Pendant que j'observais avec joie cet admirable phénomène, voilà que de la même grosseur du nuage qui ne cessait pas d'éclairer et de tonner, se détachent deux autres trombes, dont l'une plus volumineuse, l'autre moins que la première, lesquelles, descendant avec une vélocité presque égale, joignirent la mer. Le temps de la descente dura un peu plus de trois minutes. Outre la courbure habituelle, je vis à leur base un mouvement en tourbillon, et je vis aussi avec plus de précision, à cause du plus grand rapprochement, les deux monticules d'eau subjacents à la pointe des trombes, qui se formèrent également aussitôt que celles-ci touchèrent la mer.

« Quoique au premier abord j'eusse pris ce monticule pour une masse d'eau liquide, il n'en avait que l'apparence : c'était un voile d'eau qui se soulevait de quelques pieds au-dessus du niveau de la mer, et qui, regardé avec une bonne lunette, paraissait écumeux. Or ce voile, s'étant déchiré en plusieurs parties, laissa voir très facilement une cavité dans son intérieur, mais qui n'en occupait pas le milieu et qui pénétrait de

mètres de distance, les variations de pression peuvent être énormes.

Examinons successivement ces trois points. Le caractère limité de la trombe est inscrit dans la forme allongée et effilée de l'entonnoir, dans la durée de son passage, qui est quelquefois de quelques secondes, dans l'étroitesse de la bande ravagée, ou du sillon qu'elle trace sur le sol, dans ce fait que lorsqu'elle aborde de front une vallée, même peu profonde, elle ne s'y enfonce quelquefois pas, et ne laisse de traces que sur les plateaux qui l'enserrent. A quelques mètres de l'entonnoir, en profondeur et en largeur, l'air peut rester calme, et quand l'extrémité inférieure de la trombe monte et s'abaisse, ce qui est le cas général, ce n'est que sur le point précis où elle est venue toucher le sol que les dégâts se produisent. Le mouvement tourbillonnaire se manifeste sur les objets légers qu'elle saisit et emporte; il explique la facilité avec laquelle sont déracinés les arbres qu'elle prend par la chevelure, et les directions variées dans lesquelles ils

plus de dix pieds dans la mer. Je pensai donc, non sans fondement, que c'était une force qui, agissant sur la mer de haut en bas, créait cette cavité, obligeant l'eau à monter latéralement; et comme la cavité et le voile étaient placés sous la pointe des deux trombes, et les suivaient constamment dans leurs marches, je jugeai que cette force n'était autre qu'un courant d'air qui, se précipitant des nuages par la trombe, allait frapper l'eau avec impétuosité. La grande proximité des trombes me fit découvrir un autre phénomène qui confirma mes opinions, c'est qu'il partait de ces deux cavités un bruit confus, non interrompu, semblable à ceux que produisent les arbres quand ils sont agités par le vent. Du reste la mer n'avait aucune part à ce phénomène, sa superficie n'étant alors que légèrement agitée par un vent faible.

« Pendant que je contemplais ces deux trombes, la première avait disparu..... Comme les deux autres passèrent du côté du Nord, le long du vaisseau, à la distance d'un mille, je pus faire de nouvelles observations plus exactes encore. La pointe de la plus grande avait environ trois perches de diamètre, puis elle croissait rapidement avec la hauteur. Sa matière me paraissait parfaitement semblable à celle du nuage, et sa transparence permettait de voir que l'intérieur était entièrement vide. On entendait de la manière la plus distincte le bruit de l'air tombant d'aplomb du haut de la trombe, frappant avec force la mer, l'obligeant à se creuser, et soulevant autour de la cavité un voile

tombent. Toutefois, à droite du tourbillon, qui tourne généralement de droite à gauche, ils tombent de préférence dans le sens du mouvement de transport de la trombe, et en sens inverse sur la gauche de la trajectoire. Le mouvement de giration se traduit par une autre manifestation, qui n'est pas moins curieuse. On sait que les *couronnes* de fumée qu'on obtient par divers moyens, entre autres en mettant dans de l'eau un peu de phosphure de calcium, doivent au mouvement giratoire dont elles sont le siège des propriétés particulières. Elles se comportent dans une certaine mesure comme des corps solides, ont un mouvement indépendant qui se combine avec celui des masses d'air dans lesquelles elles se meuvent, rebondissent sur les obstacles qu'elles rencontrent, etc. On retrouve dans les trombes des propriétés analogues. Quand elles abordent un peu obliquement une vallée creuse, elles rebondissent aussi sur ses flancs et la suivent sur un assez long parcours, alors même que sa direction n'est pas tout à fait la même que celle qu'elles suivaient à l'origine.

Enfin les énormes différences de pression à courte dis-

écumeux haut de plusieurs pieds. La superficie de la cavité bouillonnait, écumait, et était emportée par un mouvement circulaire, tous effets dépendant de l'impulsion de l'air. Des phénomènes semblables avaient lieu dans la trombe la plus petite.

« Pendant ce temps-là, le nuage orageux était arrivé à notre zénith sans donner une goutte d'eau; il était sillonné d'éclairs accompagnés de coups de tonnerre très brusques. A l'endroit d'où se détachaient les trombes (et ce fut toujours à la tumeur noire du nuage), à cet endroit, dis-je, le nuage se mouvait avec une grande rapidité en cercle, à la manière d'un dévidoir, et ce mouvement en tourbillon se voyait encore plus clairement dans divers points des trombes. La plus grande trombe dura vingt-sept minutes, la plus petite dix-huit; et la durée eût été vraisemblablement plus longue si le vent, en les courbant trop, ne les eût à la fin rompues à leur partie supérieure.

« Aussitôt que les colonnes furent rompues, les deux portions de la mer qui étaient au-dessous perdirent subitement leurs cavités, leurs voiles écumeux s'aplatirent et devinrent aussi calmes que le restant de la mer. Les arcs rompus des trombes continuèrent pendant quelque temps à se faire voir, la partie supérieure restant attachée aux nuages, l'inférieure devenant le jouet du vent..... »

tance, dont elles sont le siège, produisent autour d'elles des dilatations rapides, précédées ou suivies d'une compression brusque, qui ajoute à leurs effets destructeurs. C'est ainsi qu'elles peuvent enlever des toitures, déjeter des murs. Aux États-Unis où elles sont fréquentes sous le nom de *tornados*, dans la vallée du Mississipi, on a souvent l'occasion, comme nous allons le voir, de constater cet effet. En Europe elles sont plus rares, mais quand elles se produisent, elles ne sont pas moins dangereuses. L'histoire a conservé le souvenir de la trombe de Châtenay, de Monville et Malaunay, de Saint-Claude (fig. 163), qui ont passé en abattant les arbres et les maisons. Tous les menus objets qu'elles enlèvent peuvent être portés très loin par un mécanisme analogue à celui qui emporte dans les airs la voile d'un navire, ou maintient une coquille d'œuf dans un jet d'eau. Mais il n'est pas besoin de recourir à autre chose qu'à la force mécanique du vent pour expliquer leurs effets. C'est ainsi que la poussière est soulevée et enlevée sur les routes et dans les rues, là où un obstable produit un remous, et on peut voir dans ces tourbillons locaux comme une image affaiblie des trombes. Il sont, comme elles, limités, dansants et tournants à la fois.

268. Tornados.— Les terribles tornados américains semblent n'être pas autre chose que ce que nous appelons des trombes, mais ils se distinguent des trombes des régions européennes par un plus grand degré de fréquence et de violence. Aussi les a-t-on plus étudiés, et bien qu'on ne soit pas encore très avancé dans la connaissance de leurs lois, on peut au moins considérer comme acquis quelques points de leur histoire.

Le premier fait curieux est que leur aire géographique est assez étroitement limitée. De la revision de 200 ans faite par M. Finley, il résulte qu'aucun cas bien authentique de tornado n'a été signalé sur la région comprise à l'ouest du 105[e] méridien, et qu'on n'en trouve même guère à l'ouest du 100[e]; c'est la vallée du bas Missouri, la vallée centrale du Mississipi et de l'Ohio qui sont les plus exposées. L'État

où ils sont le plus fréquents est le Missouri, suivi de près par le Kansas et la Géorgie.

Leur distribution n'est pas moins nette dans le temps. Il y a une saison des tornados, de mars à septembre. On peut en observer pendant le reste de l'année, mais ils sont beaucoup plus rares. Les mois de plus grande fréquence sont avril, mai, juin et juillet. Dans cette liste, mai devrait être mis en tête. Ce ne sont donc pas, comme on le dit souvent, des phénomènes d'été, ce sont des phénomènes de printemps. Ils n'accompagnent pas en Amérique les périodes de plus grande chaleur, du moins en ce qui regarde l'année.

Il en est un peu différemment en ce qui regarde le jour. Le tornado, sauf de rares exceptions, apparaît dans l'après-midi, après les heures les plus chaudes de la journée. Ses heures de plus grande fréquence sont de 3 h. 30 à 5 heures du soir. Il est toujours précédé d'un état accablant et étouffant de l'atmosphère, quelquefois caractérisée comme *gluante*, sans un souffle d'air.

Pendant que cette immobilité règne dans les portions inférieures de l'atmosphère, le vent souffle du Sud ou du S.-W. dans les régions supérieures, et tel est aussi le sens général du mouvement qui emporte les tornados, car ils voyagent presque tous du S.-W. au N.-E.

Jusqu'ici les phénomènes précurseurs ne sont pas autres que ceux des orages, et il y a des raisons de croire, bien que le fait n'ait pas encore été expressément signalé, que la situation météorologique est la même dans les deux cas, c'est-à-dire qu'au-dessus d'une portion plus ou moins épaisse de l'îlot des calmes couvrant le sol, il y a un courant dérivé, circulant à une hauteur plus ou moins grande, ayant, comme tous les courants dérivés, un lit de prédilection, et dans lequel il faut chercher l'origine des phénomènes.

Ces courants dérivés, nous l'avons vu, se traduisent et se dessinent mal sur les cartes. C'est sur les lieux qu'il faudrait les observer. Tout ce qu'on trouve à leur sujet dans le consciencieux travail de M. Finley, c'est que le tornado se rattache à une aire de basse pression, dont il occupe tou-

jours le quadrant S.-E., mais, dit le rapport, il se produit quelquefois à plusieurs centaines de milles au S.-W. du centre. Il faut remarquer que ce centre (*low*) est souvent fort mal défini sur les cartes américaines, qu'on y désigne à peu près indifféremment sous ce nom, ou sous celui à peine plus significatif de *lowest*, les centres de bourrasques, les portions les plus humides ou les plus rapides du courant équatorial du Pacifique qui descend le long de la côte Ouest, ou du courant équatorial de l'Atlantique qui remonte le long de la côte orientale; ou encore les résultats de la superposition de l'îlot américain des calmes avec un courant dérivé venant de l'un ou de l'autre des courants équatoriaux. Quand un courant aérien chaud, venant du golfe du Mexique, remonte la vallée du Mississipi, amenant cette inflexion des isothermes vers le Nord que signale le rapport de M. Finley, on a une situation analogue à celle qui promène chez nous des orages du golfe de Gascogne à la frontière du Nord-Est, analogue, par exemple, à celle des cartes des deux jours consécutifs des 17 et 18 août 1890, dont le dernier a été en effet marqué par une trombe (fig. 155 et 156), et qu'on pourrait rattacher aussi à un centre de basse pression existant au N.-W. Seulement, ce qui chez nous donne tout au plus un orage de grêle ou localement et rarement une trombe, donne dans la vallée presque équatoriale du Mississipi des phénomènes plus puissants, à raison de circonstances locales dont on voit bien en gros l'intervention, mais dont l'étude détaillée n'est pas encore faite.

Quoi qu'il en soit, au milieu de ce calme qui précède l'orage, on voit apparaître dans les nuages tous les signes d'un mouvement giratoire qui semble d'abord désordonné, mais qui finit, lorsqu'il doit aboutir à la formation d'un tornado, par se condenser dans une trombe que l'on voit descendre des nuages vers la surface du sol. Tant que son extrémité inférieure est pendante dans l'air, elle est inoffensive et presque silencieuse. C'est quand elle arrive au niveau du sol que le bruit devient violent et que l'œuvre de destruction commence. On a signalé quelquefois une couleur rouge cuivre,

un peu effrayante d'aspect, sur cette pointe inférieure, tant dans les tornados que dans les trombes, et j'ai en effet observé cette teinte singulière et encore inexpliquée dans de petites trombes qui ont apparu dans le Cantal, dans le mois orageux d'août 1890.

Comme dans les trombes et les cyclones, cette pointe inférieure du tornado est le siège d'un mouvement giratoire autour d'un centre combiné avec un mouvement général de translation. La vitesse de translation varie de 12 à 160 kilomètres par heure, elle est en moyenne de 70 kilomètres. La vitesse de rotation n'a pas été mesurée ; on admet, sur des données un peu incertaines, qu'elle peut varier de 160 à 800 kilomètres à l'heure, soit, à peu près, de 40 à 200 mètres par seconde.

De l'air n'a pas besoin d'être poussé avec cette vitesse pour se comporter dans une certaine mesure comme un corps solide. Autant il fuit avec facilité sous l'influence d'une pression lente, autant il résiste à une pression soudaine. Un explosif qui fait facilement une place dans l'air aux gaz qui s'en dégagent quand il fuse, le trouve aussi résistant qu'un solide lorsqu'il détone, et, placé entre un matelas d'air et un mur, un arbre, ou un rail en fer, un boudin de dynamite brise et détruit l'obstacle qu'on lui oppose.

Il y a, en résumé, dans un tornado, un bord maniable et un bord dangereux. Mais comme la vitesse de rotation est d'ordinaire supérieure à la vitesse de translation, le bord maniable sera encore dangereux. Toutefois, c'est surtout dans le bord dangereux que les désastres s'accusent, et comme la rotation est invariablement inverse dans les tornados des Etats-Unis, c'est le côté Sud qui est la région la plus dangereuse du tornado. Aussi est-il recommandé à toute personne apercevant un tornado qui se dirige de son côté de faire face au nuage et de fuir ensuite vers sa droite, à angle droit, par conséquent, avec la trajectoire de la trombe. Mais la vitesse de translation du météore rend souvent toute évasion impossible ; et d'ailleurs, l'homme le plus maître de soi est exposé à perdre singulièrement de sa puissance de

réflexion, au milieu de ce trouble des éléments qui produit, mais à un degré plus élevé, l'état d'excitation qu'amènent parfois les orages.

Heureusement, la bande que balaye la pointe de l'entonnoir est rarement très large. De plus, elle n'est souvent pas continue. Comme dans nos trombes, la pointe du tornado se relève pour redescendre, et a des bonds irréguliers; elle tient compte du relief du sol. Elle suit volontiers une vallée qu'elle a abordée obliquement, à la condition que cette vallée suive à peu près la direction générale du mouvement. Quand elle coupe une vallée à angle droit, elle la néglige, et si cette vallée est creuse et dominée par des plateaux sur lesquels le tornado a sévi, il peut se faire que le fond de la vallée soit épargné parce que, pendant la traversée, la pointe de la trombe n'a pu descendre jusqu'à lui. La longueur de la bande ravagée est donc très variable. Nous ne citerons pourtant pas les chiffres donnés pour ses extrêmes et ses moyennes de longueur et de largeur, parce qu'il semble qu'on ait souvent confondu de véritables tornados, dont le caractère est d'être des phénomènes de trombes, violents et rapides, mais passagers, avec des parcours de tempête, beaucoup plus diffus, mais beaucoup moins destructeurs.

Les véritables tornados ont en effet un triple caractère. Ils sont soudains et, à quelques secondes de distance, on passe d'une tranquillité de l'air presque complète à un vent qui renverse les édifices; ils sont violents, et quasi rien ne leur résiste : le seul abri, ce sont des caves creusées dans le sol; ils sont brefs, et la durée de leur passage est quelquefois de quelques secondes.

La portion d'air animée de mouvements violents est donc à la fois très étroite et très bien limitée, aussi ne sait-on à peu près rien sur ses caractères météorologiques. Il est probable, d'après l'assimilation qu'on en peut faire avec les cyclones, qu'il doit y avoir une dépression, et un vide relatif au centre; mais à petite distance de ce centre, il y a au contraire une compression due au refoulement de l'air; dépression et compression sont si limitées que le baromètre n'en

dit rien à distance, et elles passent si vite qu'au cas où elles rencontreraient la cuve d'un baromètre, où elles ne briseraient pas l'instrument, et où on penserait à le consulter, les indications que pourrait fournir au milieu de ce trouble de l'air un instrument d'observation de l'état de repos resteraient sujettes à caution. Certains des effets observés semblent dus de préférence à une aspiration, d'autres à une poussée, d'autres à une superposition de ces deux ordres d'efforts. Il y a aussi des effets plus bizarres, où c'est surtout la soudaineté de l'action qui joue un rôle. C'est ainsi que souvent on a signalé des poules ou des oiseaux complètement dénudés de leurs plumes. Un vent ordinaire ne saurait produire ces effets, et aurait emporté le poulet, au lieu de le déplumer sur place. Mais un mouvement violent et soudain peut emporter les plumes et respecter l'animal, protégé par sa masse et son inertie.

Quant à la température, le tornado rafraîchit d'ordinaire l'air comme on peut le prévoir, puisqu'il amène et laisse au voisinage du sol de l'air pris dans les régions supérieures, et ici, il faut entendre par tornado, non la pointe extrême du mouvement tourbillonnaire qui vient affouiller le sol, mais le mouvement d'une surface beaucoup plus étendue qui se passe dans la région des nuages. C'est un fait que la pluie tombe d'ordinaire à torrents après le passage d'un tornado. Il est clair que dès que le mouvement tourbillonnaire a mis en contact l'air chaud et humide du voisinage du sol avec l'air relativement froid des régions supérieures, les condensations une fois commencées doivent se poursuivre, chacune d'elles amenant un vide partiel et par conséquent une cause nouvelle de mélange et de conflit. A ce point de vue, les météorologistes américains semblent avoir raison, quand ils appellent l'attention sur l'état d'équilibre instable de l'atmosphère, lorsqu'il y a de l'air chaud en bas, de l'air froid en haut ; mais où il semble qu'ils aient tort, c'est lorsque, sous la pression inconsciente des idées courantes, ils admettent que ce soit la tendance de cet air chaud à monter, la tendance de cet air froid à descendre qui soient

la cause première de la formation du tornado. Un air ne tend pas à monter par cela seul qu'il est chaud, à descendre par cela seul qu'il est froid; mais quand il est chaud et humide dans les régions inférieures, une condensation produite à un certain niveau tend à s'y propager de haut en bas, et c'est peut-être pour cela que dans les régions tempérées les tempêtes sont, pendant l'hiver surtout, des phénomènes d'océan, les orages, les trombes et les tornados, en été, des phénomènes de terre ferme.

269. Bourrasques de pluie. — 3° *Cas. L'air est humide en* A *comme en* D (fig. 154). C'est évidemment le cas le plus général, et par suite le plus fréquent. Comme en outre la nature n'est pas astreinte aux divisions tranchées que nous faisons pour la commodité de notre exposé, quelques-uns des phénomènes que nous allons envisager se produisent aussi dans les trombes. Celui que nous voulons surtout mettre en lumière ici est l'influence de l'humidité, c'est la variation de température. Tant que l'air est sec en A, on peut dire que lorsque, après s'être dilaté en B, il revient en C à son volume primitif, il revient aussi à sa température initiale. Il n'en est pas de même s'il est humide. En se dilatant de A en B, il se refroidira, et la condensation qu'il subira sera immédiate et portera sur la *totalité* de la vapeur qui ne peut plus rester à l'état gazeux. De là des pluies. De plus, cette condensation ralentira le refroidissement, et de A en B la température diminuera moins que s'il s'agissait d'air sec. Considérons maintenant le parcours de B en C. La masse d'air se réchauffe, mais toute la vapeur condensée de A en B ne va pas reprendre l'état gazeux, car si la condensation est immédiate, la vaporisation ne peut pas l'être. Le réchauffement attaque par la surface les globules d'eau qui se sont formés, et met quelque temps à les vaporiser. De plus une portion de ces globules a disparu sous forme de pluies. Arrivée en C, la masse d'air qui s'est plus réchauffée par la compression de B en C qu'elle ne s'est refroidie par la détente de A en B arrivera plus chaude que ne l'eût fait à sa place une masse d'air sec;

mais de C en D la compression la réchauffera moins que si elle était formée d'air sec, à cause du refroidissement produit par l'eau qui continuera à se vaporiser, de sorte que tous les cas sont possibles, mais avec cette particularité commune que la chaleur laissée disponible sera d'autant plus grande qu'il y aura ici plus de gouttes d'eau condensées épargnées par la vaporisation, c'est-à-dire que les pluies auront été plus abondantes. Donc, en résumé, les condensations de vapeur pourront être puissantes, indépendantes du relief du sol, puisque la cause de production est intérieure, et en outre irrégulièrement distribuées sur le pourtour de la bourrasque, en raison de la multitude des combinaisons possibles entre la température et l'humidité.

Il y a pourtant une circonstance qui, malgré cette irrégularité dans la distribution des pluies indiquée par la théorie, les fait tomber de préférence tantôt à l'avant, tantôt à l'arrière de la bourrasque. Cette circonstance, qui n'existait pas au même degré pour le cyclone, est la grandeur de l'aire embrassée dans le mouvement tourbillonnaire. Cette aire couvre quelquefois toute la France ou même davantage. Dès lors, alors même qu'elle serait circulaire et que les vents y seraient violents, tous les vents de surface tournant le long d'une même isobare ne peuvent pas avoir l'uniformité de température et d'état hygrométrique que doivent présenter les vents d'un cyclone étroit ou d'une trombe. Ceux qui soufflent à l'avant de la bourrasque, lorsqu'elle va comme d'ordinaire du S.-W. au N.-E., viennent du Sud ou du S.-W., c'est-à-dire ont passé, au voisinage du sol, sur des régions en moyenne plus chaudes; ceux de l'arrière, soufflant du Nord et du N.-E., viennent de contrées plus froides, et on comprend que suivant les cas, ce soient tantôt les uns, et tantôt les autres qui l'emportent comme puissance de précipitation. En général pourtant, dans une bourrasque, il y a presque toujours des pluies à l'avant comme à l'arrière.

Mais dans la pluie, il n'y pas seulement une question de *quantité*, il y a aussi une question de forme. Les formes de condensation sont très variables, verglas, grésil, neige, grêle.

Chacune d'elles correspond à une situation atmosphérique particulière que nous allons examiner, en renvoyant pourtant l'étude de la grêle à celle des orages qu'elle accompagne trop souvent.

270. Verglas. — Le verglas se produit quand les gouttelettes de pluie arrivent sur le sol à une température inférieure à 0°, c'est-à-dire à l'état de surfusion. Dans ces conditions, sitôt qu'elles rencontrent un fragment de glace déjà formée, ou même seulement un corps solide, elles reprennent brusquement l'état solide, mais elles ont eu le temps auparavant de s'écraser sur le sol qu'elles recouvrent d'une couche glissante et continue de glace, ou de se mouler autour des corps solides, par exemple des branches d'arbres, qu'elles entourent d'un manchon de glace sans cesse grossissant. Sous ce poids, les branches se rompent, et dans une forêt ou une plantation, un coup de verglas peut amener autant de pertes qu'un long hiver.

Nous savons (116) que de l'eau ne reste en surfusion que si, après avoir été refroidie au-dessous de 0°, elle ne vient au contact d'aucun corps solide, et si elle n'est pas agitée de mouvements trop violents. Toutes ces conditions doivent se trouver réunies dans l'atmosphère quand il y a verglas. L'abaissement de température se comprend sans peine, en partant de ce que nous avons dit plus haut. Quant à l'absence de corps solides et au défaut d'agitation, il est clair *a priori* que c'est surtout dans l'îlot des calmes que ces conditions se trouveront réalisées à la fois. Mais celui-ci ne peut pas à lui seul donner de la pluie. Il faut donc cette superposition que nous avons si souvent signalée, de l'îlot des calmes et du courant équatorial sur leurs confins communs, ou d'un courant dérivé à une hauteur quelconque au travers de l'îlot. Ce courant équatorial, qu'il soit agité ou non de mouvements tourbillonnaires, fournit la pluie. Un état de calme dans le courant est cependant préférable, car alors ses couches supérieures ne se mélangeant pas avec ses couches inférieures, la température est moins basse, et l'eau condensée

reste à l'état liquide au lieu de passer à celui de neige ou d'entraîner avec elle des fragments cristallins qui en provoqueraient la cristallisation, aussitôt qu'elle arriverait à 0°. Il faut en effet que les gouttes de pluie arrivent à l'état liquide et sans emporter rien d'étranger dans les couches supérieures de l'îlot. Si celui-ci est froid, comme il arrive toujours en hiver, les gouttelettes liquides vont se refroidir encore en le traversant et pourront arriver sur le sol surfondues. Je dis pourront, parce que tel ne sera pas le cas ordinaire; il faudra que cet îlot réunisse des conditions de calme et de pureté au point de vue des poussières qui ne se rencontrent pas toujours. Aussi les verglas sont rares, surtout ceux qui sont assez intenses pour causer des dégâts. Pourtant il n'est pas rare de constater de véritables verglas au moment des giboulées de printemps. On ne les observe guère parfois que sur les parapluies, qui se refroidissent facilement. Sur le sol et même sur les branches d'arbre, le verglas se fond vite, si vite qu'il échappe souvent à l'observation.

271. Grésil. — Quand quelques-unes des conditions précédentes ne sont pas réalisées, et que des condensations, en général peu abondantes, se font dans un air agité, le noyau cristallin formé s'entoure de nouvelles aiguilles de glace, qui lui donnent un aspect rugueux. Ces noyaux sont en même temps secs pour avoir traversé sous une certaine épaisseur l'air de l'îlot qui est sec et froid. Ils constituent alors ce qu'on appelle le grésil, fréquent pendant les giboulées de printemps, mais dont l'apparition précède quelquefois en hiver une chute de neige.

272. Neige. — Le caractère essentiel de la neige est son état de cristallisation régulière, généralement en étoiles à six rayons dont on connaît les formes parfois merveilleuses. Ceci nous dit la loi de sa formation. Elle est le produit d'une cristallisation lente. Comme en outre elle ne peut provenir, lorsqu'elle est un peu abondante, que du courant

équatorial ou d'un de ses dérivés, nous serions conduits à la conclusion qu'elle doit être plus fréquente, toutes choses égales d'ailleurs, pendant que le courant équatorial est calme que lorsqu'il est agité de mouvements violents. Mais il faut aussi du froid. C'est ainsi que souvent la même situation météorologique amène des pluies dans la plaine et de la neige sur la montagne voisine. Comme, d'un autre côté, la présence d'un tourbillon est une cause de froid à l'intérieur de la bourrasque, cela rétablit l'équilibre, et la chute de neige n'est caractéristique d'aucun état particulier de l'atmosphère.

Il y a pourtant une remarque générale à faire à son sujet. Quand la neige résulte du mélange de l'air froid et sec de l'îlot des calmes avec l'air relativement chaud et humide, à la même hauteur, du courant équatorial, les caractères et le pronostic qu'on en peut tirer sont tout différents, suivant que le courant remplace l'îlot sur la région où elle tombe, ou bien l'îlot le courant.

Quand le courant remplace l'îlot, la neige, qui a pu d'abord tomber sèche et fine, ne tarde pas à passer à l'état de flocons plus agglomérés et plus humides. Si le courant continue son invasion progressive et s'il n'est pas trop agité, comme il apporte de la chaleur, la neige passe bientôt à l'état de pluie et le dégel survient. La neige tombée n'est alors pas persistante. Or, il faisait froid sous l'îlot. La chute de neige après une période de froid annonce donc le dégel. Elle est alors accompagnée d'une baisse barométrique plus ou moins marquée.

Il peut pourtant se produire, dans cette situation qui a tourné à la pluie, une nouvelle chute de neige due à l'arrivée d'une bourrasque, qui refroidit l'air des couches inférieures du courant au moyen de celui des couches supérieures. La neige tombée dans ces conditions n'est pas non plus persistante. Sitôt que le courant équatorial redevient tranquille, il reprend sa température et ramène le dégel. Donc, en général, la neige tombée quand le baromètre descend ne sera pas persistante.

Il en est autrement pour la neige qui tombe quand le

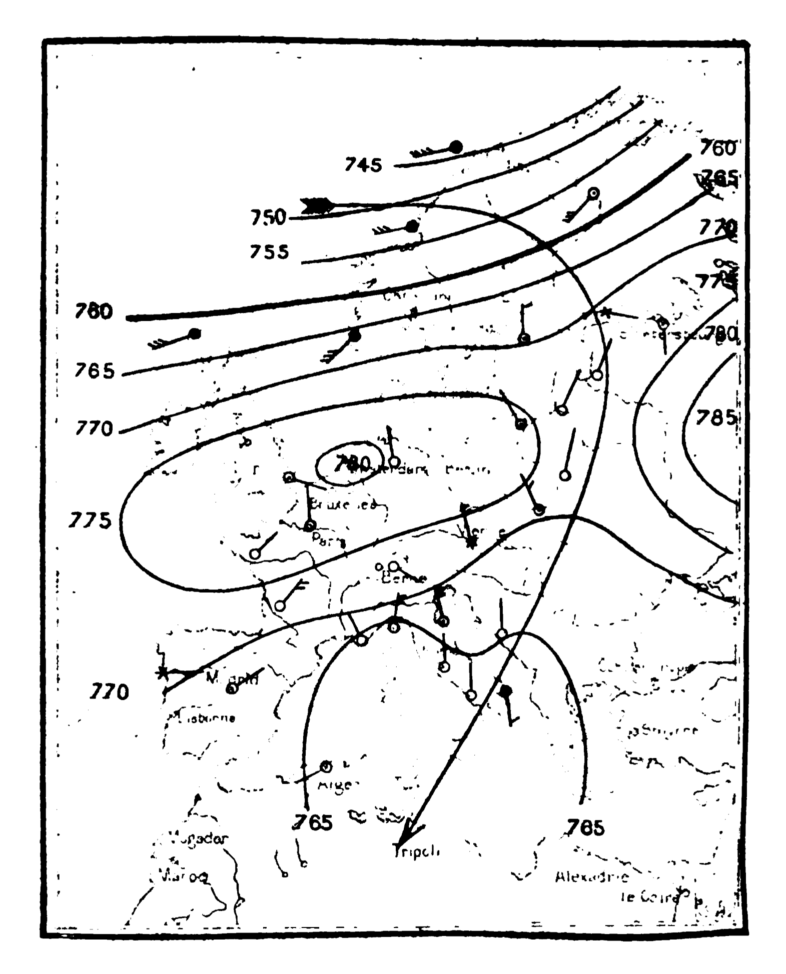
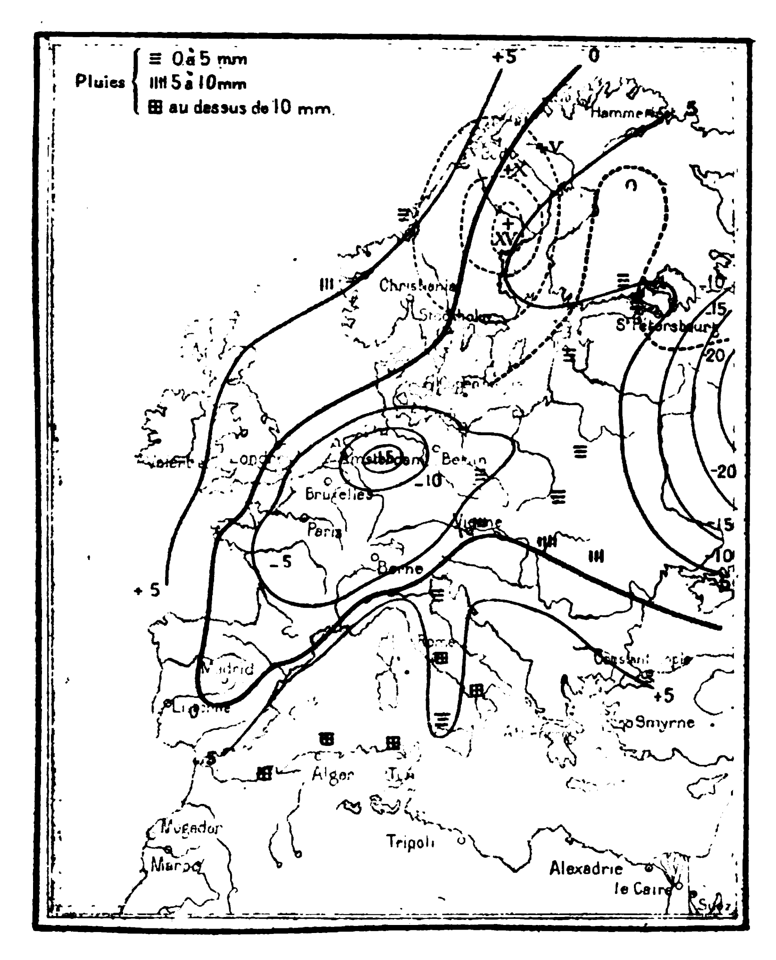


Fig. 157 et 158. ***Isobares et***

L'îlot Europasiatique des calmes s'est étalé sur l'Atlantique à l'Ouest du continent, contourné sur son bord Ouest par des tempêtes dont une, venue du golfe du Mexique, s'étend aujourd'hui sur la vallée de l'Ohio, et remonte vers le N.-E. pour traverser le 12 et le 13 le golfe du Saint-Laurent et aller se perdre dans les régions boréales. Dans ces conditions, il y a le plus souvent un courant de retour qui traverse en effet depuis plusieurs jours, dans la direction moyenne du Nord au Sud, l'Europe centrale. Ce vent a ajouté à la rigueur de l'hiver, et sa persistance a été le trait le plus caractéristique de l'hiver de cette année. Dans les premiers jours de janvier, le courant équatorial dont se détache ce courant dérivé était loin de nous, le vent du Nord nous arrivait après un long parcours au travers de terres refroidies, et il était froid. Aujourd'hui, le



Isothermes du 11 *janvier* 1891.

courant équatorial apparaît en Norvège, et le courant dérivé, qui coule dans le sens de la flèche, creusant une espèce de col dans l'îlot des calmes (fig. 157), et semant des pluies sur son parcours (fig. 158), amène sur la Norvège une élévation de température notable. Cette élévation se traduit, sur la figure 158, par des courbes à traits, qu'on a fait passer par tous les points où la variation thermométrique a été la même. On voit ces lignes de traits former des courbes concentriques sur la Norvège, ou sur certains points, l'élévation thermométrique depuis la veille a dépassé 15°. C'est l'effet du courant équatorial. Pendant qu'à Bodö, sous l'influence de ce courant, le thermomètre marque + 5°, il marque — 17° à Munster qui est sous l'influence de l'îlot des calmes, et où la pression est voisine de 78 centimètres.

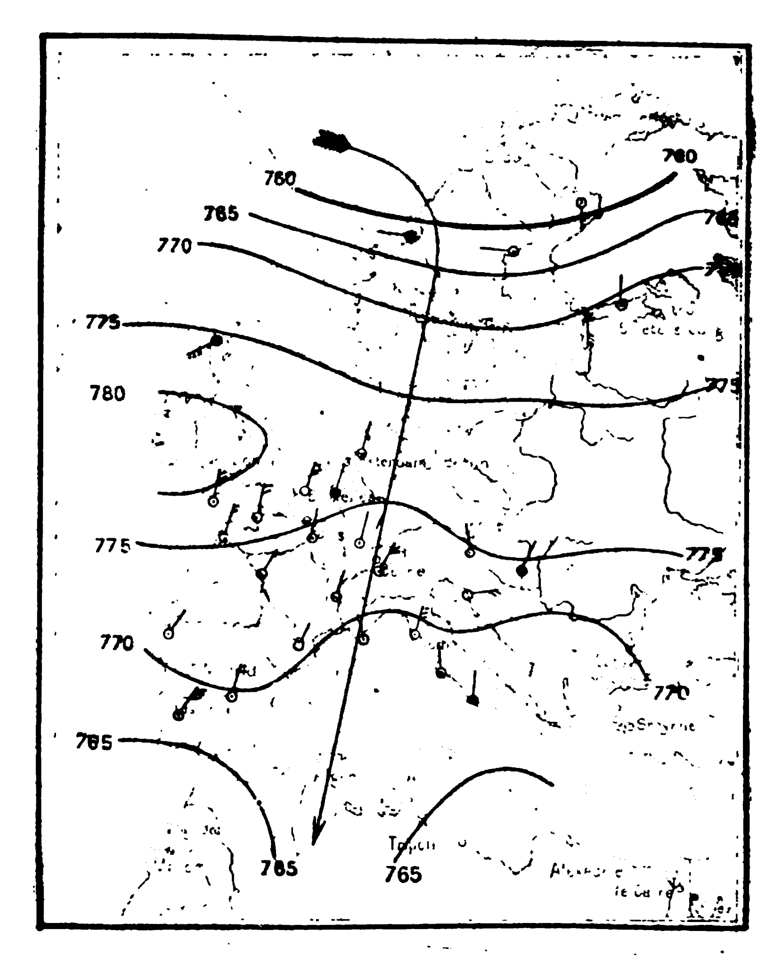
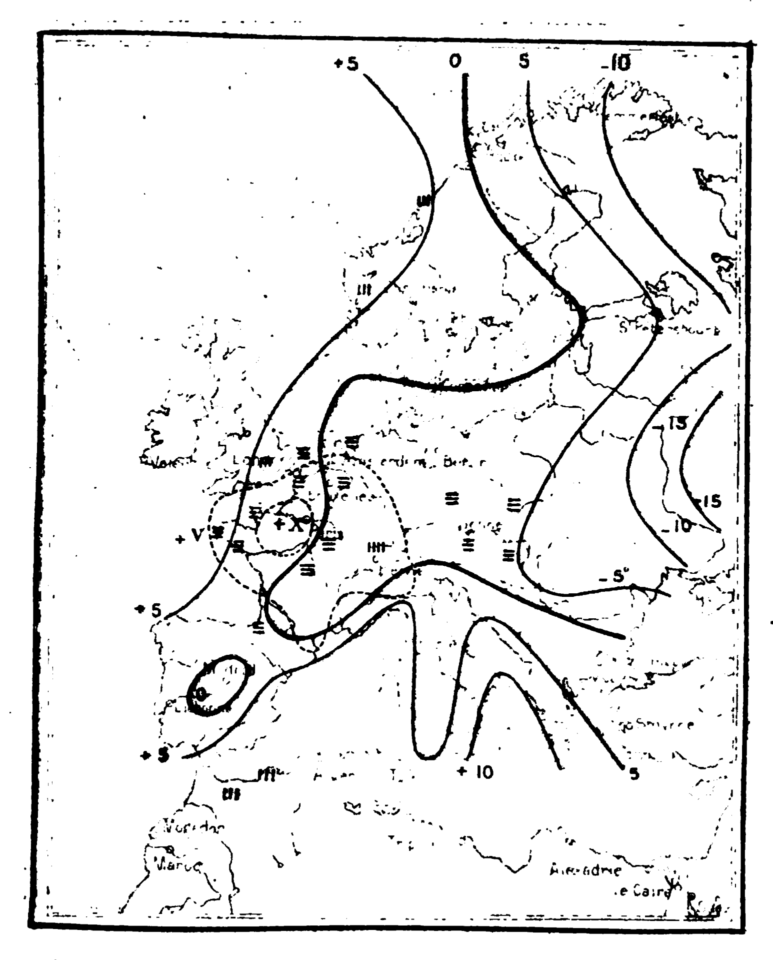


Fig. 159 et 160. *Isobares et*

L'influence bienfaisante de l'approche du courant équatorial se fait sentir, parce que le courant dérivé qui nous en apporte l'air nous en apporte en même temps la chaleur. Nous avons signalé l'élévation de température manifestée hier par des lignes concentriques d'égale variation sur les côtes de la Norvège. Dès le lendemain 12, on pouvait voir le centre de ces lignes concentriques au voisinage du Helder. Aujourd'hui on le retrouve sur la France (fig. 160) où l'élévation de température est de plus de 10° sur certains points, et assez grande pour amener un dégel. Voilà un exemple curieux, mais qui n'est pas rare, de ce dégel par le vent du Nord, qui a causé



Isothermes du 13 janvier 1891.

tant de surprise dans le mois de janvier de cette année 1891, tout le monde ayant à ce moment l'attention fixée sur le temps. A ce point de vue, la comparaison des figures 158 et 160 est très instructive.

En réchauffant l'atmosphère, ce courant se refroidit. Il pleut non seulement à Christiansund, en Norvège, sur le trajet du courant équatorial, mais à Bruxelles et à Naples sur le trajet du courant dérivé. Le ciel est nuageux sur toute la France et les vents sont presque partout du Nord. Il neige à Belfort, au ballon de Servance. Les neiges sont abondantes et durent depuis quelques jours en Espagne, sous l'influence du courant dérivé. C'est un cas particulier de cette formule générale : la neige, après une période de froid, témoigne de l'arrivée d'un courant d'air plus chaud.

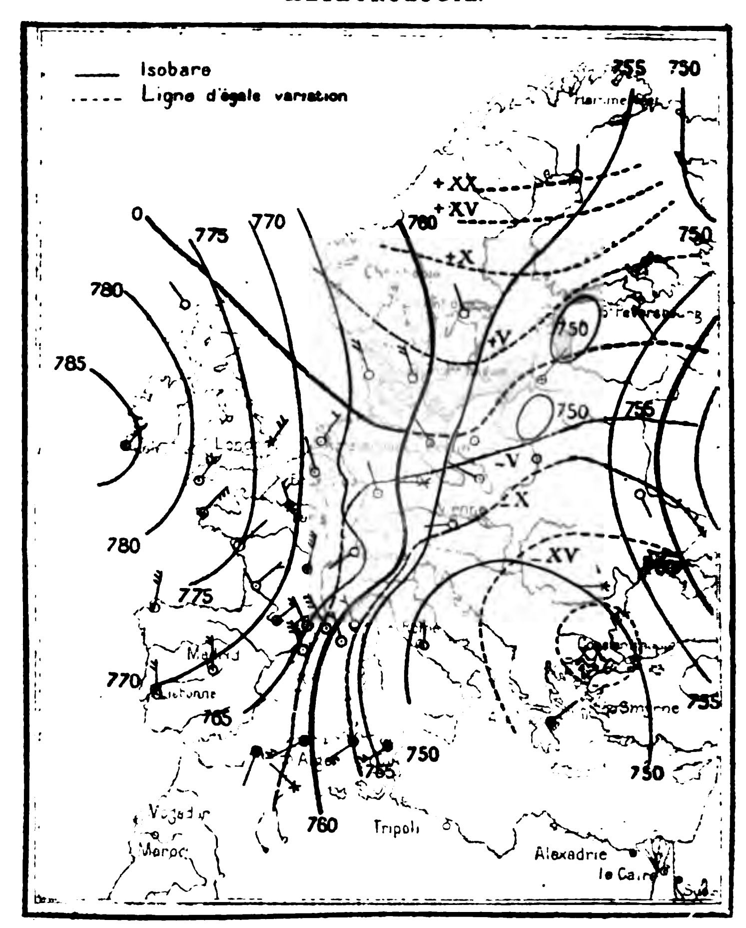


Fig. 161. *Isobares du 15 janvier 1891.*

Les condensations abondantes qu'a subies le courant dérivé dans son parcours, et peut-être aussi l'influence de la tempête que nous avons signalée le 13 sur le Saint-Laurent et qui a eu le temps de venir sur l'Europe, ont augmenté la puissance du courant dérivé, qui s'est creusé le 14, a pris un cours tourmenté, et que nous retrouvons le 15 sous forme d'un courant N.-S. courant de la Baltique à l'Adriatique. L'aspect des lignes d'égale variation de la figure 161 montre que la dépression qui existait hier sur la Baltique s'est comblée, en même temps qu'elle se transportait sur l'Adriatique. Ce courant partage l'îlot des calmes en deux parties, dont l'une est visible par son bord sur la Russie, dont l'autre s'étend sur la France et sur l'Atlantique, bordée encore sur sa rive Ouest par le courant équatorial, que de nouvelles tempêtes vont sillonner le long de la côte américaine, les 20, 25 et 30 janvier. Le flanc Est de cette portion atlantique de l'îlot, côtoyé par le courant de retour, est le siège en France de vents violents avec chutes de neige à Paris, Lyon, Servance, mistral violent en Provence (voir comme comparaison la fig. 148).

La même situation se continue les 16, 17, 18, avec quelques variations insignifiantes. La neige tombe à Cannes, à Ajaccio, dans toute l'Algérie. La situation est fortement troublée sur la Méditerranée, et tout cela est le fait de ce courant dérivé du Nord qui continue à souffler avec persistance jusqu'au 21, où il prend la direction N.-W.

baromètre monte, c'est-à-dire quand c'est l'îlot des calmes qui vient se substituer, sur une région, au courant équatorial. Alors la neige née du conflit se dessèche en traversant les couches inférieures de l'îlot, arrive sèche sur le sol, peut être très abondante si le déplacement a été lent et graduel ou accompagné de retours offensifs, comme cela arrive souvent; mais une fois l'îlot installé sur elle, elle sera persistante, et le beau temps, mais froid, vient et s'installe. Tel est le caractère fréquent des hivers de la Russie. L'arrivée de la neige, après une période de temps doux et avec hausse barométrique, annonce donc le froid, et la neige sera persistante.

Dans le cas où il s'agit non pas du courant équatorial, mais d'un de ses dérivés, ces conclusions générales doivent être un peu modifiées, mais toujours dans un sens facile à prévoir. Par exemple, les courants dérivés venant du quart nord (fig. 157 à 161) pourront amener des tourmentes de neige tombant aussi pendant que le baromètre baisse, mais qui pourront être persistantes grâce à l'îlot qu'elles ont traversé et qui les protège. Un courant dérivé venant du sud donnera au contraire des neiges passagères, s'il dure, parce qu'il protège la terre contre le refroidissement et laisse fonctionner la réserve de chaleur accumulée dans le sol. S'il s'arrête au contraire, et laisse en place l'îlot des calmes, la neige sera persistante, comme celle qui a couvert le sol dans l'hiver 1879-1880 (fig. 136 à 139). Il est inutile de passer en revue tous les cas possibles. Ceux que nous venons d'énumérer suffisent à un dessin général, le seul qui convienne à ce livre élémentaire.

273. Passage d'une bourrasque sur une station météorologique. — Nous pouvons à la fois résumer et préciser ce qui précède en essayant de voir comment se traduit le passage d'une bourrasque sur les divers instruments d'un observatoire météorologique. Nous supposons que tous ces instruments sont inscripteurs, et tracent leurs indications simultanées sur une même feuille de papier, portant des

lignes horaires, et que nous supposerons déroulée et étalée sous nos yeux (fig. 162 et 163).

Le baromètre nous donnera d'abord une courbe plus ou moins irrégulière, tournant sa concavité vers le haut, et correspondant à la dépression subie. Cette dépression est souvent précédée et suivie d'une courte hausse qui se traduit

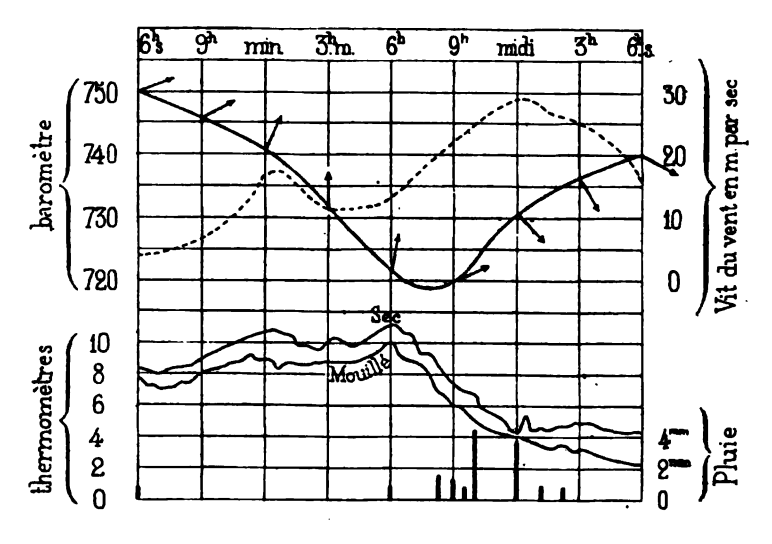


Fig. 162.

sur la courbe par deux petits bourrelets. On a le droit de les attribuer à ce que l'air refoulé avec violence sur tout le pourtour de la bourrasque amène, avant de se détendre, une petite élévation de la pression dans la région où il pénètre. Cette petite hausse, partout confondue dans la baisse générale, n'est d'ordinaire visible que sur le pourtour de l'entonnoir.

Le *thermomètre* monte en général pendant que le baromètre descend, parce que, à l'avant de la bourrasque, lorsqu'elle suit sa direction ordinaire, les vents sont du sud, tandis qu'ils sont du nord à son arrière, quand le baromètre commence à remonter. Mais la marche du thermomètre est

loin d'ordinaire d'avoir la régularité de celle du baromètre, et la courbe décrite est beaucoup plus tourmentée.

L'*hygromètre* peut être et est en effet souvent remplacé par un thermomètre à boule mouillée accouplé avec le thermomètre sec, et formant avec lui un psychromètre. Les deux courbes thermométriques s'enregistrent simultanément. Leur

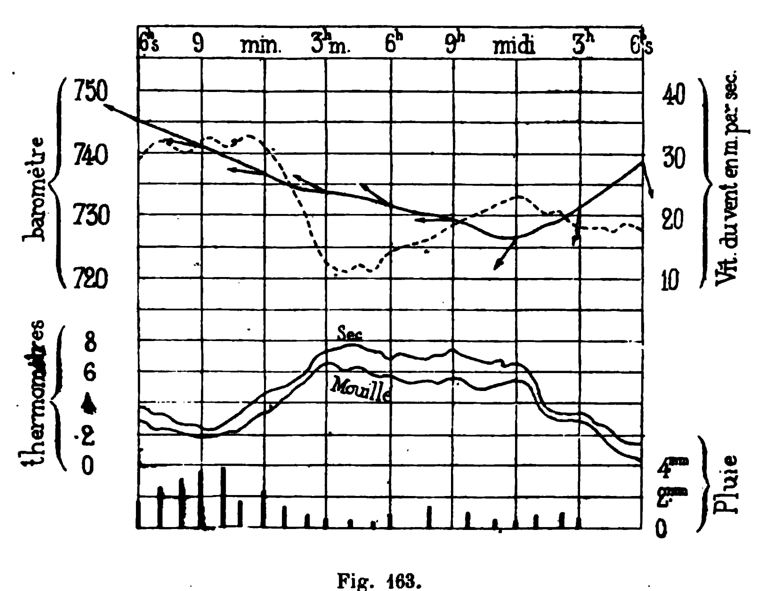


Fig. 163.

degré d'écartement traduit et même permet de mesurer F — *f*. La courbe du thermomètre mouillé est encore plus irrégulière que celle du thermomètre sec, mais présente les mêmes allures générales.

Pour le *pluviomètre*, nous supposerons que la quantité de pluie tombée s'inscrit au moyen de lignes verticales, dont chacune mesure par sa hauteur l'eau tombée en une heure. Les indications du pluviomètre correspondront, en général, aux heures pour lesquelles les deux courbes thermométriques de tout à l'heure seront plus voisines. On voit aussi sur les

figures qu'il pourra y avoir des pluies pendant que le baromètre descend, comme pendant qu'il monte, et elles sont en effet plus abondantes dans un cas à l'avant et dans l'autre à l'arrière de la bourrasque.

L'*anémomètre* mesure deux choses, la vitesse du vent et sa direction. La vitesse, très variable, est d'autant plus grande que la dépression est plus brusque. Son maximum correspond en général au minimum barométrique, lorsque la station est à une certaine distance du centre. Mais la courbe des vitesses, tracée en ligne de traits dans les deux figures qui précèdent, a des allures très irrégulières. Nous avons fait remarquer en effet que c'est en théorie seulement que les vents le long d'une isobare sont des vents continus. En réalité, la distribution des vents est irrégulière, d'autant plus irrégulière qu'ils sont plus violents; et en général quand ils soufflent, c'est par rafales.

Enfin, la direction du vent peut se traduire de diverses manières. Nous la supposerons indiquée par des flèches partant de la courbe barométrique, et tracées *sous le vent*, c'est-à-dire ayant la pointe du côté vers lequel il souffle. On voit que la rotation générale tracée sur la figure 162 étant directe, traduit le passage d'une bourrasque au Nord de la station d'Aberdeen, qui est alors placée dans le bord dangereux; au contraire la rotation signalée dans la figure 163 est une rotation inverse, qui témoigne que le centre de la bourrasque est passé au Sud de Falmouth. Mais là encore les irrégularités sont notables, surtout parce que les anémomètres inscrivent le vent au voisinage du sol, c'est-à-dire dans la région où il est le plus facilement dévié par les obstacles et où l'influence du relief du sol se fait le plus sentir. Ce serait à beaucoup d'égards faire une réforme utile que de supprimer toutes les girouettes dans les observatoires.

CHAPITRE XXVI

ETUDE DES ORAGES

274. Orages. — Les orages, qui éclatent surtout en été, c'est-à-dire pendant la période des grands travaux de la terre, méritent une étude spéciale. Pendant longtemps, il a régné à leur sujet les idées les plus fausses. Chaque observateur les voyant venir d'ordinaire du même point de son horizon, et croyant qu'ils naissaient là où il les voyait pour la première fois, en rattachait la formation à tel ou tel pic, à telle ou telle colline de son voisinage, et de l'ensemble de ces constatations était née l'idée que les orages avaient une origine locale. On aurait pu pourtant deviner que la contrée accusée de servir de noyau de formation aux nuages orageux les avait elle-même vus venir de plus loin, en rattachait avec non moins d'assurance la formation à quelque point encore plus éloigné, de sorte que, de proche en proche, on serait arrivé à conclure qu'en effet un orage voyage, et que si le caractère local existe chez lui, il n'est au moins pas prédominant.

Pour se convaincre en effet que les orages se rattachent à une situation météorologique générale, et même pour dessiner en gros cette situation, il suffit de rapprocher les uns des autres les caractères que l'expérience indique comme étant les précurseurs d'un orage.

275. Caractères précurseurs. — C'est d'abord le temps orageux : l'air est calme pendant le jour, les nuits sont chaudes et sans un souffle d'air. Le ciel n'est pas d'un

bleu pur, et semble voilé. Au lever du soleil et à son coucher, il se teint de rose. L'ensemble de ces circonstances correspond, comme on le voit sans peine, à la superposition sur l'îlot des calmes, qui donne la tranquillité des couches inférieures, du courant équatorial ou d'un dérivé, donnant une couche plus ou moins épaisse chargée de vapeur d'eau et jouant le rôle de cloche à melons pour les régions qu'elle recouvre. Quand cette couche est très élevée et emporte des cirrus, ce sont eux qui se colorent en rose plus ou moins pâle au lever et au coucher du soleil. Ce sont eux aussi qui, dans le jour, donnent au ciel sa transparence laiteuse et lavent d'un peu de blanc sa teinte azurée.

En présence de cette couche de cirrus peut se trouver, à un niveau inférieur, dans l'îlot des calmes, une couche de cumulus, et quand elle existe, il est facile de prévoir quelle influence peut avoir sur elle la couche humide qui la surmonte. Nous avons vu que les cumulus n'étaient arrêtés dans leur formation en hauteur que par la chaleur solaire qui, absorbée par leurs couches supérieures, les dissout à mesure qu'ils se forment. L'interposition d'une couche saturée d'humidité ne peut que diminuer l'action solaire, et dès lors les cumulus vont monter en hauteur. On constate en effet qu'un jour d'orage, les cumulus se dressent en colonnes immenses ou s'échafaudent les uns sur les autres en pyramides gigantesques. Pendant longtemps, les dômes arrondis du nuage restent nets, puis à un moment donné tout se brouille. Il semble que le nuage subisse un véritable écroulement. C'est alors que l'orage éclate.

Cette rupture brusque d'équilibre doit annoncer l'entrée en scène d'un mouvement giratoire, absent jusque-là. Quelles en sont les origines? tout autorise à croire qu'elles sont multiples. Il y a d'abord la formation, dans le courant supérieur, de mouvements tourbillonnaires plus ou moins limités, pénétrant comme une vrille au travers de l'îlot des calmes et de la zone de cumulus. Il est évident qu'un mouvement de cette nature, apportant de l'air froid au milieu d'une masse d'air chaud et humide, doit se nourrir et s'exalter lui-même par

les condensations qu'il amène, et peut prendre un haut degré de violence. Mais est-il réel? Oui, car tous ceux qui ont séjourné sur de hautes montagnes ont eu occasion de l'observer. Le commandant Rozet, qui a fait un long séjour sur les sommets des Pyrénées à l'époque où il en opérait la triangulation, et qui occupait les loisirs que lui faisait le mauvais temps à observer les nuages, a plusieurs fois vu les orages être précédés de mouvements de trombe prenant leur origine dans la couche de cirrus ou de cirro-cumulus qui dominent les cimes les plus hautes, et venant aborder la couche de cumulus placée à 1 ou 2 kilomètres d'altitude, c'est-à-dire souvent au-dessous de l'observateur.

Cette intervention d'un courant supérieur nous explique tout de suite, sans que nous ayons besoin d'insister, pourquoi les orages voyagent. L'appel d'air produit par la condensation au fond du tourbillon entretient le mouvement giratoire que le courant emporte avec lui. Aussi ces mouvements durent-ils très longtemps, aussi longtemps que ceux des bourrasques, bien qu'ils soient plus limités. Il y a des traînées orageuses de 2 à 300 lieues et plus, et d'une durée de plus de 24 heures. Elles ont la direction générale du courant supérieur. Quand elles se produisent sur la rive droite du courant équatorial, dans la portion où il est superposé à l'îlot des calmes, elles marchent d'ordinaire du S.-W. au N.-E., abordent la France par le golfe de Gascogne, et la traversent dans la direction des Pays-Bas. Leur marche est alors facile à prévoir et à indiquer à l'avance, car c'est à peu près celle des isobares du moment sur la région. Mais elles peuvent aussi être emportées par un courant dérivé, dont la direction est beaucoup plus variable que celle du courant direct, peut varier, comme nous le savons, entre le S.-W. et le N.-E., et est en outre plus difficile à apercevoir sur les cartes météorologiques, car il n'affecte pas les vents de surface et produit sur les isobares des effets de moiré parfois très difficiles à interpréter. C'est alors la marche de l'orage qui traduit aux yeux celle du courant qui l'emporte, les bifurcations de ce courant, etc. Les orages par courant dérivé venant du Nord sont

rares, ceux du S.-W. sont les plus fréquents. La figure 164, empruntée à M. Marié-Davy, en donne un bon exemple, et on a pu suivre et tracer d'heure en heure le mouvement de progression de l'orage, depuis Bordeaux jusqu'en Belgique. Une dérivation du courant emportant un orage se dirige vers l'Italie, après

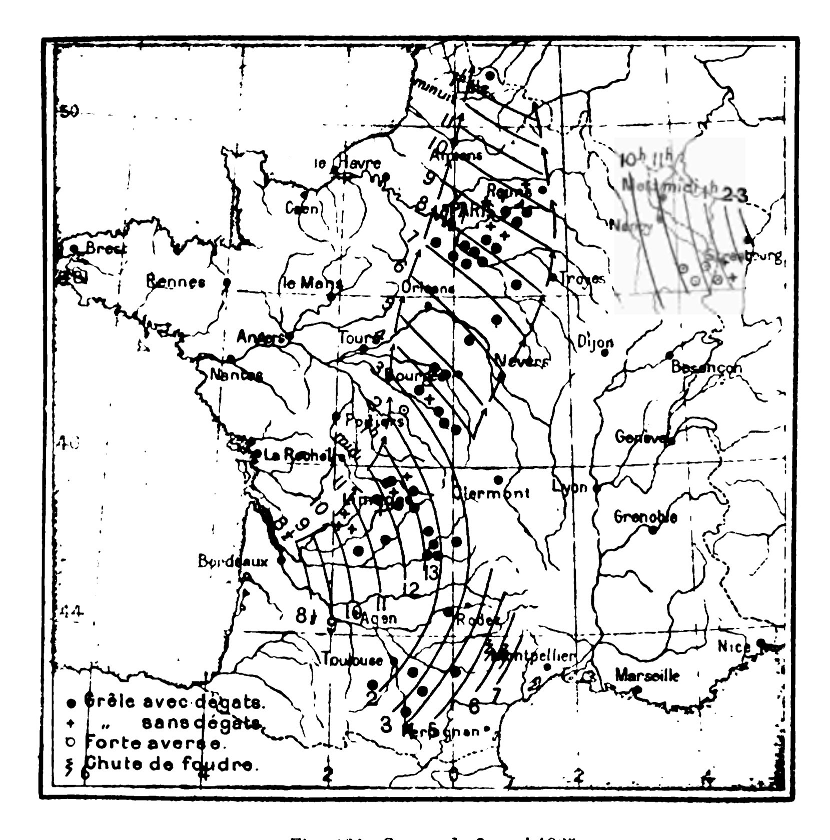


Fig. 164. *Orages du 9 mai 1865*

avoir traversé le centre de la France. Le même jour, en même temps que l'orage sévissait en Gascogne, un autre orage, emporté par une veine d'air différente, traversait l'Alsace-Lorraine en se dirigeant vers l'Ouest. Ces cas de juxtaposition ou de simultanéité d'orages sont extrêmement fréquents. On ne peut rien dire de général sur ce sujet, si ce n'est que les orages

se rattachant à une situation météorologique qui a toujours une certaine durée, ils se présentent souvent par groupes de même physionomie, et constituent des périodes orageuses de physionomie variable, suivant les modes et les régions de groupement.

276. Effet sur les isobares. — Cette superposition de l'îlot des calmes et du courant équatorial ou d'un de ses dérivés a une autre conséquence, visible sur les cartes météorologiques et que nous devons signaler. Elle se traduit d'ordinaire, comme on sait, dans le tracé des isobares, par un effet de *moiré* qui espace les courbes et rend la pression très uniforme.

Ces isobares très espacées, et résultant de la superposition d'un îlot où elles sont supérieures à la moyenne et d'un courant où elles sont inférieures, doivent se trouver toujours très voisines de cette même moyenne, et c'est ainsi que s'explique le fait curieux que les orages n'éclatent jamais que lorsque la pression est voisine de 76^c. Il n'y en a jamais quand le baromètre est élevé, parce qu'on est alors dans l'îlot. On compterait ceux dans lesquels le baromètre était à 76^c,5. Il n'y en a pas davantage quand le baromètre est bas, car alors on se trouve dans le courant équatorial ; mais cette uniformité générale de la pression au moment d'un orage ne doit pas être interprétée comme un symptôme de tranquillité. La tranquillité n'existe que dans les régions inférieures, grâce à l'îlot des calmes qui recouvre le sol. En haut, il y a des courants quelquefois très rapides : on voit les nuages marcher vite, et il y a des orages qui font de 50 à 60 kilomètres à l'heure. Ces courants peuvent même, comme nous l'avons dit plus haut, emporter des dépressions ou des tourbillons limités, n'affectant que faiblement les isobares, mais pouvant devenir le siège de phénomènes physiques et mécaniques puissants, comme ceux que nous allons maintenant étudier.

Il y a en effet deux manifestations qui font si communément partie d'un orage qu'on les en considère d'ordinaire

comme des caractéristiques. C'est la chute de la grêle et les phénomènes électriques, éclairs et tonnerre.

277. Grêle. — La grêle n'accompagne pas tous les orages, mais quand elle tombe elle affecte d'ordinaire des allures originales. Ainsi elle ne tombe pas indifféremment sur toute la région atteinte par l'orage, mais seulement sur une partie, et parallèlement à la bande orageuse, dans le sens du parcours de l'orage, marche une bande de grêle, moins large d'ordinaire que l'autre, et qui est quelquefois double. Le plus curieux exemple de ce fait est l'orage du 13 juillet 1788 (fig. 165), qui a étalé sur la France et les Pays-Bas, de Tours à Bruxelles, deux bandes à grêle parallèles d'une largeur moyenne de 3 lieues, séparées par une bande centrale, large de 5 à 6 lieues, et qui n'a reçu que de la pluie.

Outre cette localisation bien particulière dans l'orage, la grêle semble en outre tenir compte du relief du sol. En cela, elle rappelle les trombes. Ainsi, il y a des régions qui sont souvent grêlées, qui appellent la grêle, comme le disent les paysans, tandis que d'autres, placées plus près ou plus loin sur le trajet de l'orage, n'ont rien. Les orages à grêle ont une tendance à suivre les vallées lorsqu'ils les abordent obliquement, à éviter les grands massifs d'arbres qu'ils préfèrent côtoyer. Ils éclatent surtout sur les montagnes, et sont très rares en mer.

De même pour la répartition géographique. Les orages sont d'autant moins fréquents qu'on s'éloigne davantage de l'équateur. La zone des calmes équatoriaux et celle des moussons sont celles où il y en a le plus. Sumatra en compte d'ordinaire de 100 à 120 par an, le Bengale de 50 à 60, les pays tempérés une vingtaine. Sur les mers glaciales, le tonnerre est très rare, et remplacé par les aurores boréales.

La répartition de la grêle est toute autre. Elle est rare sous les tropiques, et au maximum de fréquence dans les pays tempérés. Une bonne théorie de la grêle doit expliquer toutes ces particularités.

Elle devra aussi expliquer la structure du grêlon qui est

des plus curieuses. En coupant par un grand cercle un grêlon sphérique un peu gros, on le verra en général composé de couches concentriques qui se différencient en ce que la glace y est plus transparente ou plus opaque, ce qui témoigne que les mêmes conditions n'ont pas toujours présidé à leur formation. Le centre du grêlon est souvent occupé par une petite masse irrégulière et opaque, qui forme évidemment le noyau autour duquel la congélation s'est opérée.

Le grêlon n'est pas toujours sphérique. Il peut être ovoïdal, prendre la forme d'un disque, ou encore, quand il est rond, se couvrir de bosselures irrégulières qui apparaissent quelquefois d'une façon très nette comme provenant de la soudure de fragments glacés rencontrés dans la chute. D'autres fois, c'est au contraire un grêlon très gros qui s'est cassé en tombant ou en arrivant sur le sol, et dont les divers fragments irréguliers, et à angles polis par les chocs, portent encore des traces de structure concentrique. En somme, ce caractère de cristallisation autour d'un centre semble essentiel au grêlon, et nous devrons l'expliquer.

Il y a enfin une dernière particularité qu'il faut faire aussi entrer en ligne de compte. Les grêlons sont parfois très gros : non pas qu'il ne faille beaucoup rabattre des exagérations auxquelles se sont laissé entraîner ceux qui ont décrit de ces grêles foudroyantes. Quand on a pesé des grêlons de 2 *à* 3 *livres*, c'est qu'on avait pris pour un grêlon unique une masse de grêlons qui s'étaient ressoudés sur le sol, en vertu du phénomène du regel. Les grêlons de la grosseur d'un œuf de poule sont extrêmement rares, et pèsent alors de 30 à 40 grammes. Ceux du volume d'une noisette sont plus fréquents, et ils n'ont pas besoin d'être plus gros pour être très destructeurs. On comprend qu'avec ces dimensions, la grêle ne laisse rien intact derrière elle. Aussi ce que nous avons à nous expliquer, ce n'est pas que de gros grêlons, arrivant avec force sur le sol, aient la puissance de tout détruire, c'est qu'ils aient eu le temps de grossir pendant qu'ils étaient dans l'air.

278. Mécanisme de la formation du grêlon. — On

peut se rendre un compte suffisant de toutes ces particularités en faisant encore une fois intervenir le courant équatorial, chargé de cirrus, que nous avons si souvent mis en jeu. Ces cirrus sont très froids. Le mouvement d'aspiration qui entraîne vers le bas l'air qui les contient les refroidit davantage. Une petite aiguille de glace, promenée ainsi par le tourbillon dans des régions où se brassent continuellement les mélanges les plus variés de l'air du haut et de l'air du bas, et par conséquent de la température du haut et de celle du bas, devra grossir en condensant la vapeur d'eau avoisinante lorsqu'elle arrive plus froide dans une région plus chaude, ou en s'agrégeant les particules glacées qu'elle rencontre en tournoyant dans les régions où la congélation est déjà produite. Elle doit grossir d'une façon régulière, et prendre une forme sphérique, si son axe de rotation varie sans cesse. Elle pourra prendre la forme d'un ellipsoïde de révolution ou d'un disque plat, si une certaine régularité dans le mouvement tournoyant lui impose pendant quelque temps une certaine fixité dans son axe de rotation. Mais dans aucun cas, les couches qui la formeront ne seront homogènes, à cause de la variété que nous venons d'assigner aux conditions de congélation. Voilà pour la forme du grêlon et sa structure. Quant au poids qu'il peut prendre, il suffit pour se l'expliquer de songer que le grêlon, animé d'un mouvement spiraliforme autour de l'axe du tourbillon, pourra y rester longtemps si les cirrus sont hauts et le tourbillon violent. La longue suspension dans l'air d'un poids de quelques dizaines de grammes n'est pas un problème, en présence des lourds objets qu'un cyclone, une trombe peuvent parfois déplacer ou emporter.

Pourtant ce grêlon finira par tomber. Mais dès qu'il arrive dans une région plus basse et plus chaude, surtout pendant l'été, il commence à fondre. Il y a fréquemment des orages dans lesquels une même rafale jette à terre des gouttes de pluie mélangées à des grêlons en voie de fusion. Il est naturel de penser qu'à quelques centaines de mètres plus haut les grêlons étaient plus nombreux, et que ce sont

les plus gros seuls qui, arrivés sur le sol, présentent encore leur noyau cristallin. Si le sol s'élève, ces grêlons non fondus seront plus nombreux. De là l'explication de l'effet des montagnes, qu'on accuse d'être des amorces pour la grêle. De même dans une région plus chaude, là où les cirrus sont plus

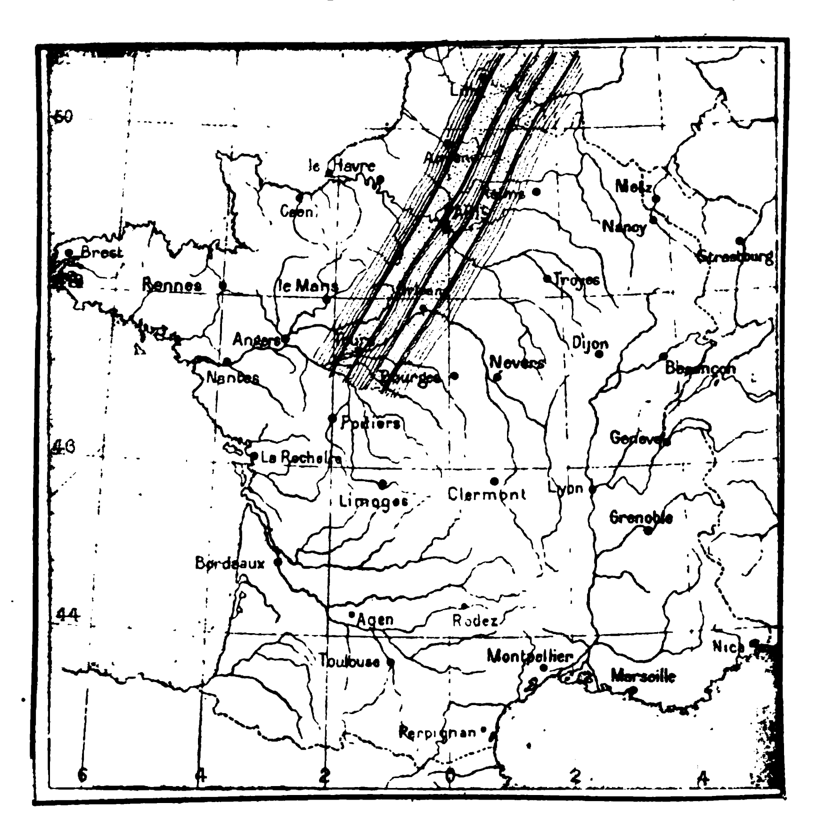


Fig. 165. *Orage du 13 juillet 1788.*

élevés, plus chauds, et où l'atmosphère est aussi plus chaude, les conditions favorables à la production des grêlons seront plus rares, celles favorables à leur fusion plus nombreuses. La grêle doit donc être plus rare dans les régions tropicales que dans les régions tempérées, bien que dans les premières les orages soient plus fréquents, à raison de la régularité avec

laquelle s'y superposent une zone inférieure de cumulus et une zone supérieure de courants d'alisés ou de moussons qui sont la forme du courant équatorial dans ces régions.

L'explication de la localisation de la grêle sur la zone orageuse est beaucoup moins facile. A ce point de vue, les allures presque paradoxales de l'orage du 13 juillet 1788 sont encore un défi pour les physiciens. On ne comprend pas l'existence de deux bandes parallèles de grêle dans un mouvement tourbillonnaire qui aurait embrassé à la fois les régions grêlées et la bande intermédiaire qui n'a reçu que de la pluie. Il faut alors admettre une indépendance entre les trois bandes, et faire coexister et marcher de pair une trombe centrale ne déversant que de l'eau, et deux trombes latérales plus profondes ou plus violentes déversant de la grêle. Cette segmentation des trombes en deux ou trois mouvements giratoires, réunis en apparence par le haut, et séparées par le bas, n'est pas un phénomène très rare et a souvent été observé. Nous en avons trouvé un exemple dans l'observation de Spallanzani (267). D'un autre côté, nous avons signalé les analogies des orages à grêle avec les trombes, et le souci qu'ils ont du relief du sol. Mais cette longue persistance de trois mouvements giratoires, qui ont pu parcourir côte à côte plus de 100 lieues de pays sans rien perdre de leurs caractères distinctifs, a de quoi surprendre. Il vaut mieux avouer qu'on n'a aucune explication satisfaisante de ce fait.

279. Manifestations électriques. — Ce n'est pas du reste la seule obscurité de l'histoire des orages, et nous ne sommes pas beaucoup mieux renseignés sur leurs manifestations électriques. L'étude de l'électricité est en dehors du cadre de ce livre, précisément parce qu'elle est trop pauvre en résultats intéressant la météorologie pour compenser le temps qu'il faudrait lui consacrer, mais nous pouvons au moins donner une idée générale de ceux de ses phénomènes qui sont du domaine de l'électricité atmosphérique.

On sait que par divers moyens on peut obtenir la séparation de l'électricité neutre en quantités égales d'électricité

positive et négative, qu'on peut recueillir séparément sur des corps, dont les uns sont dits *bons conducteurs*, parce qu'ils laissent circuler facilement l'électricité et qu'il ne peut y en avoir sur un de leurs points sans qu'il y en ait simultanément sur tous; dont les autres mettent au contraire obstacle à son passage et sont dits *mauvais conducteurs*. L'air sec est mauvais conducteur, et reste tel alors même qu'il est légèrement humide.

L'électricité répandue sur un bon conducteur fait d'ordinaire effort pour le quitter. C'est comme un réservoir plein d'eau qui tend à se vider et qui en est empêché par l'action de ses parois. De même, l'air fait paroi sur un corps bon conducteur et résiste au départ de son électricité. Poursuivons la comparaison. Si on ouvre un robinet dans la paroi du réservoir, l'eau s'en écoulera d'autant plus vite que le robinet sera placé plus bas au-dessous de la surface, que la *charge* sur lui sera plus grande. La vitesse d'écoulement ne dépendra que de cette charge, et non de la capacité du réservoir. Il n'y aura pas écoulement, si ce robinet ne fait qu'ouvrir la communication avec un réservoir voisin ou éloigné, à la seule condition que les niveaux dans ces réservoirs, de capacité quelconque, soient les mêmes. Si les niveaux ne sont pas les mêmes, ils s'égaliseront : le niveau pourra baisser très peu dans le grand réservoir, beaucoup dans le petit, ou inversement, et à partir de ce moment l'écoulement cessera.

On conçoit pareillement qu'il puisse exister deux corps électrisés bons conducteurs, tels que si on les met en communication par un fil aussi bon conducteur, il n'y ait d'écoulement d'aucun d'entre eux vers l'autre. Quand cela arrive, on dit qu'ils sont au même *potentiel*. Quand il y a une différence de potentiel correspondant à une différence de niveau, il y a écoulement du corps dont le potentiel est le plus élevé vers l'autre, et l'équilibre se rétablit encore quand les potentiels sont les mêmes.

Des corps conducteurs chargés d'électricité sont donc nécessairement au même potentiel quand ils sont en communication métallique, quelle que soit leur position. Mais quand

ils sont séparés les uns des autres par des masses d'air ou d'un corps mauvais conducteur, ils peuvent être à des potentiels très différents. Si alors on les rapproche assez pour que la résistance de la lame d'air qui les sépare soit vaincue, il se fait une étincelle, c'est-à-dire qu'il s'établit au travers de l'air une communication très brève, suffisante pourtant pour ramener au même potentiel les deux corps mis en présence. Il subsiste pourtant toujours une différence, celle pour laquelle la vanne qui vient de s'ouvrir se referme d'elle-même, absolument comme la soupape de sûreté d'une machine à vapeur laisse échapper toute la vapeur au delà d'une pression donnée.

Un corps mauvais conducteur, comme l'air, peut être assimilé à un ensemble de petites masses bonnes conductrices, mais qui peuvent être extrêmement rapprochées les unes des autres sans faire aucun échange d'électricité, bien qu'elles soient ou puissent être à des potentiels différents. Si, dans cette masse mauvaise conductrice, on suppose une surface continue passant par tous les points pour lesquels le potentiel est le même, on a une surface qui jouit de la propriété que tous ses éléments pourraient être mis en communication sans qu'aucun mouvement d'électricité se produise. Ce sera une *surface équipotentielle*, c'est-à-dire quelque chose d'analogue à ce que nous avons étudié (18) sous le nom de *surface de niveau*.

Chaque surface équipotentielle correspondant à un niveau électrique différent, il y a, si on les suppose bonnes conductrices, tendance à la production d'une étincelle qui éclatera entre les points les plus rapprochés de ces surfaces, si leur différence de potentiel est trop grande pour être maintenue par l'air interposé, et qui les ramènera à peu près au même niveau électrique.

Il y a un autre moyen plus sûr d'arriver à une égalisation parfaite. Un corps conducteur terminé en pointe est toujours, au voisinage de cette pointe, au même potentiel que la masse d'air dans laquelle elle aboutit, et comme il est nécessairement aussi lui-même au même potentiel dans

toute sa longueur, il en résulte qu'il peut, s'il est interrogé d'une façon convenable à sa partie inférieure, donner une idée du potentiel au voisinage de sa pointe. Le résultat est encore plus approché si on rend la pointe très fine, plus approché encore si on remplace cette pointe par un bec effilé d'où on fait sortir un jet d'eau éparpillé en gouttelettes. Réciproquement, si cette pointe communique métalliquement par sa partie inférieure avec un corps à plus haut potentiel que la portion d'air dans laquelle elle plonge, l'égalisation de potentiels qui est la loi de son fonctionnement amènera dans le conducteur un courant électrique qui déchargera le corps sur lequel elle est placée et chargera l'air à son contact.

Une manière d'interroger ce conducteur est de le mettre en communication par un de ses points avec deux feuilles d'or très légères, constituant un électroscope. Si la portion d'air où s'enfonce cette pointe est à un plus haut potentiel que celle dans laquelle sont les feuilles, celles-ci vont diverger, si elles étaient au contact. Si au contraire le potentiel est plus faible, elles vont revenir au contact si on les avait amenées à diverger. Voilà donc un moyen de s'assurer si des couches aériennes sont ou ne sont pas au même potentiel. Sur une surface équipotentielle, on pourra promener la pointe de notre sonde électroscopique sans qu'il se produise de manifestation électrique. S'il y en a une, c'est que les potentiels ne sont pas les mêmes, et diffèrent d'autant plus que la divergence des feuilles est plus grande.

Arrivons maintenant à appliquer à la terre ces notions théoriques.

280. Potentiel du sol. — Envisagée en masse, la terre peut être considérée comme un bon conducteur, et comme étant partout au même potentiel. Ce n'est pas qu'il en soit toujours ainsi : cela n'arrive même presque jamais. La preuve, c'est que les fils télégraphiques, qui communiquent par leurs deux extrémités avec la terre, sont à peu près constamment parcourus par des courants d'égalisation

de potentiel assez puissants pour gêner le service, et même pour l'arrêter et devenir redoutables par l'électricité qu'ils apportent dans le bureau télégraphique, au moment des périodes orageuses. Ceci témoigne que, pendant les orages, les perturbations électriques se produisent aussi dans le sol, mais c'est dans l'atmosphère qu'elles nous intéressent davantage et que nous devons les suivre.

Nous supposerons donc que le potentiel de la terre est constant, et de même que nous prenons pour origine des altitudes le niveau des mers, supposé le même partout, et qu'on marque zéro, de même nous prendrons pour origine des potentiels le potentiel zéro de la terre.

De plus, comme la terre est un réservoir immense au regard des quantités d'électricité que nous pouvons produire à sa surface, nous admettrons que ce potentiel de la terre est toujours nul, quels que soient les écoulements d'électricité qui s'y produisent. Pareillement un corps conducteur en communication avec la terre sera toujours au potentiel zéro.

281. Surfaces équipotentielles dans l'air. — L'expérience montre en outre que, par un temps serein, la terre est toujours chargée de l'électricité dite *négative*, l'air d'électricité *positive*, et que la valeur du potentiel en un point quelconque de l'air augmente à peu près proportionnellement à la hauteur du point au-dessus du sol. Il est vrai qu'elle apprend aussi que ce potentiel est très inconstant et soumis à des variations brusques et parfois considérables, d'un moment à l'autre. Nous négligerons pour le moment ces variations, comme nous avons négligé celles du sol.

En supposant pour un moment la distribution des surfaces équipotentielles constante dans l'air, nous pourrons, à l'aide de l'électroscope ou des instruments plus perfectionnés que la science met entre nos mains, chercher quelle est au-dessus du sol la surface équipotentielle dont le potentiel présente, avec celui du sol, une différence déterminée et que nous prendrons pour unité. Au-dessus de celle-ci, nous chercherons de même la position de la surface équipoten-

tielle n° 2, et ainsi de suite. Voici ce que nous trouverons.

Dans une plaine découverte, et en général dans une région couverte d'ondulations à faibles pentes, les surfaces équipotentielles les plus voisines du sol en suivent à peu près les ondulations en restant parallèles. Cependant, elles se rapprochent un peu les unes des autres dans les parties proéminentes, et d'autant plus que ces proéminences sont plus brusques et plus aiguës. En particulier, autour d'une tige dressée, terminée par une boule, la surface équipotentielle passant au-dessus de cette boule est à peine relevée à son voisinage, et toutes celles qui, à une certaine distance du poteau, existent entre le niveau de la boule et le sol, viennent, en montant le long de la tige, se serrer les unes contre les autres à son sommet, si bien que c'est là que la différence de potentiel est la plus grande pour la plus faible épaisseur d'air. Si donc on remplace la boule par une pointe, c'est là que se fera un écoulement continu d'électricité vers le sol. Un arbre donnera lieu à des effets analogues, mais moins accusés. Autour d'une maison dont nous supposerons toutes les parties conductrices et en communication avec le sol, par conséquent au potentiel zéro, les surfaces de niveau se relèvent verticalement au voisinage des murs, suivent en se rapprochant les contours de la toiture et du faîte. Par contre, dans une rue étroite, les surfaces équipotentielles, rapprochées sur les toits, s'écartent beaucoup en descendant au voisinage du sol. De même, si on creuse un trou dans ce sol, s'il y a une caverne, aussitôt qu'on est assez enfoncé dans le trou ou la caverne pour ne plus voir qu'une petite fraction du ciel, on peut dire qu'on est au potentiel zéro et qu'aucune surface équipotentielle ne pénètre à l'intérieur de l'ouverture. Il en est de même pour une fenêtre dans une maison. Les surfaces équipotentielles qui grimpent le long des murs se préoccupent à peine de l'existence des fenêtres, et l'intérieur des appartements est sûrement aussi au potentiel zéro, si la maison est conductrice. On peut la rendre telle sans la couvrir de métal, en l'entourant seulement d'un réseau à très larges mailles.

Au regard de l'électricité, cette cage métallique forme surface continue, et si elle est bien en communication avec le sol, elle assure contre toute étincelle la maison qu'elle recouvre.

Voilà la situation normale. Nous l'avons présentée comme une situation de repos. En réalité il n'en est pas ainsi : il se fait autour de nous, sans que rien de sensible nous en avertisse, un remuement incessant de surfaces équipotentielles. Seules, les personnes *nerveuses* s'en aperçoivent quand il est un peu prononcé. Mais, au moment des orages, ce remuement s'exagère. C'est à Franklin qu'on doit d'avoir démontré que les nuages se comportent comme des conducteurs électrisés, que l'éclair est, dans des proportions plus considérables, identique à l'étincelle électrique de nos machines, et le tonnerre au bruit qu'elles font.

282. Intervention de la bourrasque. — Quand on se borne au gros du phénomène, ce qui se passe est assez facile à comprendre. Au milieu de cette distribution régulière de surfaces équipotentielles, l'orage apporte deux sortes de perturbations. Par les condensations brusques qu'il amène, il rend d'abord bonnes conductrices des régions qui ne l'étaient pas, il trouble brusquement l'équilibre des surfaces équipotentielles, et quand il en rapproche ainsi deux qui sont à des niveaux très différents, leur permet d'équilibrer leurs niveaux par une étincelle qui est l'éclair. Mais ce n'est pas tout, l'orage introduit le *mouvement*. Le courant équatorial promène l'une en face de l'autre deux masses d'air qui ne se ressemblent pas, qui sont inégalement conductrices, et toutes deux électrisées. De ce mouvement relatif doivent résulter, dans certaines conditions encore mal déterminées, des phénomènes analogues à ceux que nous présentent les *machines électriques à influence*, par exemple celle de Holtz, dans laquelle deux plateaux inégalement conducteurs, et pouvant s'influencer l'un l'autre, fournissent, pourvu qu'on amorce la machine, c'est-à-dire qu'on y dépose une fois pour toutes une petite quantité d'électricité, à une production continue d'électricité se traduisant sous forme de

longues étincelles, et durant tant qu'on entretient la rotation. La machine est sensiblement plus difficile à tourner, c'est-à-dire présente plus de résistance et consomme plus de travail quand elle fonctionne que quand elle ne fonctionne pas, et c'est précisément cet excès de travail dépensé qui fournit à la génération continue de l'électricité.

Des actions analogues, s'exerçant entre les masses d'air ou de nuages mis en mouvement relatif par la bourrasque, expliquent bien la production continue de l'électricité dans un orage, et comment, après un éclair qui en a très sûrement transporté une grande quantité dans le sol, il peut s'en produire un second dans la même région au bout d'un temps quelquefois très court. Il faut une cause de production continue pour suffire à cette dépense continue, et la plus naturelle est celle du mouvement de l'air dans le courant équatorial ou son dérivé.

Mais si on veut entrer dans le détail des phénomènes, chercher comment s'arrangent les surfaces équipotentielles et quelle est sur elles l'influence des nuages orageux, savoir si ces nuages doivent être assimilés à des conducteurs métalliques qui ne se chargent, comme on sait, qu'à leur surface, ou bien à une série de petites masses isolées, ayant chacune une charge propre comme dans les corps mauvais conducteurs, cela est encore impossible. Nous sommes donc obligés de nous contenter de ces notions générales, et nous pouvons revenir à l'examen de leurs conséquences météorologiques, l'éclair et le tonnerre.

283. Éclairs. — La durée de l'éclair est très courte, mais fréquemment l'est beaucoup moins qu'on ne le croit. Il arrive souvent que pendant la durée d'un éclair, on peut voir une roue tourner, ou même remuer les feuilles d'un arbre. Tel est surtout le cas pour ceux qui éclatent entre deux masses de nuages. Ceux qui éclatent entre le sol et les nuages semblent être beaucoup plus instantanés. Leur forme n'est d'ailleurs pas la même. Ces derniers sont des traits de feu droits ou en zig-zag, et en général simples. Ceux qui éclatent à un niveau

plus élevé, entre deux couches de nuages, sont plus diffus, beaucoup plus bifurqués, quelquefois même très rameux. Leur éclat total est aussi grand que celui des autres, mais il est beaucoup plus divisé. Ce sont sans doute ces éclairs, éclatant au-dessous de l'horizon, ou même au-dessus de l'horizon entre deux couches de nuages qui cachent à l'observateur les traits lumineux et n'en laissent voir que les reflets, qu'Arago appelait, dans une classification qui est restée dans la science, des *éclairs de chaleur*, et qu'il considérait comme le reflet d'orages lointains. Ils peuvent pourtant se produire sans pluie, mais l'idée d'y voir un pronostic ou plutôt un diagnostic de chaleur est juste, car ils exigent, pour se former, la présence d'un courant, équatorial ou dérivé, à une certaine hauteur au-dessus de nos têtes, ce qui, pendant l'été, est le présage assuré d'un temps chaud et lourd.

Quant aux éclairs en boule, c'est-à-dire prenant la forme de boules de feu qui, après s'être promenées quelque temps avec l'aspect d'un corps solide, éclatent avec bruit et disparaissent, il est prudent d'attendre de nouvelles informations avant d'y croire. Beaucoup d'observateurs ont pu être la victime de sensations subjectives, et prendre pour des réalités, flottant plus ou moins lentement devant leurs yeux à une certaine distance, des images produites dans l'œil par un subit éblouissement. Il y a aussi des narrations d'éclairs en boules, qui se présentent comme des mystifications. Cependant M. Planté a obtenu dans certaines conditions, différentes de celles des appareils en usage jusqu'ici dans la science, des étincelles électriques prenant quelquefois la forme de sphères lumineuses. Il ne faut donc pas dire non plus : l'éclair en boule est impossible. Il faut attendre.

On a quelquefois signalé de ces éclairs en boule dans les trombes, mais là, la manifestation électrique la plus fréquente, c'est l'écoulement lumineux, et souvent sans bruit, de grandes masses d'électricité soit entre deux masses de nuages, soit entre les nuages et le sol. La trombe de Saint-Claude, par exemple (268), est signalée comme marchant entourée d'une véritable masse de feu ; celle de Piré comme ayant

suscité sur son passage d'immenses effluves électriques. J'ai vu dans une trombe en miniature qui a remonté la vallée de Vic (Cantal) à la nuit close, le 20 août 1891, le sommet d'un coteau voisin s'illuminer à plusieurs reprises, pendant le passage, de lueurs en éventail ayant la couleur des aurores boréales. On sait que ces aurores sont des phénomènes électriques, et que M. Lemström a pu les reproduire artificiellement, dans une certaine mesure, en garnissant le sommet d'une montagne, dans les régions polaires, d'un vaste réseau de fils de cuivre présentant vers le ciel un grand nombre de pointes. Je considère comme certain que les collines boisées comme celle que j'ai pu observer, donnent des écoulements pareils et également lumineux, dans des circonstances exceptionnelles comme celles qui président à la formation et au passage d'une trombe.

284. Tonnerre. — Le tonnerre est le bruit de l'étincelle. Il est beaucoup plus prolongé qu'elle pour deux raisons : la première est que l'étincelle étant parfois très longue, ou bien, ce qui revient au même, se produisant simultanément entre des nuages qui se déchargent les uns sur les autres, à la façon des losanges du tube étincelant, le bruit de chacune de ces étincelles, ou des diverses parties de l'étincelle unique, ne peut pas nous parvenir au même moment. La seconde raison est un phénomène d'écho, qui peut prolonger longtemps le bruit le plus sec, et de la puissance duquel on se fait une idée quand on a une fois entendu un coup de fusil dans un pays de montagnes. Le son roule et revient à l'observateur avec des renforcements comme celui de la foudre.

Quant aux effets mécaniques et physiologiques, ils sont encore analogues, toutes proportions gardées, à ceux de l'étincelle. Nous ne nous y arrêterons pas : ils sont assez connus. Mais nous devons ajouter un mot sur les moyens de les éviter. Nous avons vu qu'un arbre était une provocation à l'étincelle, qu'une pointe fine ouvrait au contraire passage dans le conducteur qui la porte, à un courant

continu d'électricité, et par conséquent évitait les décharges brusques, mais que si on veut assurer un édifice contre toute étincelle en y supprimant toute différence de potentiel, il faut l'amener au potentiel zéro en l'entourant d'un treillis métallique à très larges mailles, mis en communication avec le sol. La seule précaution à prendre sera de mettre aussi en communication avec ce treillis toutes les pièces métalliques, telles que poutrelles ou poutres, conduites d'eau et de gaz, pénétrant à l'intérieur de la maison.

285. Paratonnerres. — Ce sont là les conditions du paratonnerre Melsens, dans lequel l'édifice à préserver est enveloppé d'une sorte de cage métallique qui l'entoure à quelque distance, en suivant ses contours et en respectant ses lignes architecturales, en se masquant même au regard à une certaine distance, grâce au faible diamètre des fils qui la composent. Ce réseau de fils est mis en communication avec des aigrettes, économiquement faites d'un faisceau de fils de fer de 6 millimètres de diamètre appointés à la lime, galvanisés, réunis par un bandage où on a coulé une masselotte de zinc, et soudés dans un tube de fer creux, qu'on a terminé en pointe à son autre extrémité, et qu'on a enfoncé dans le faîtage. Toutes ces aigrettes, qu'on distribue sur les lignes saillantes de l'édifice, sont en communication les unes avec les autres et avec le réseau de fils de la cage, qui lui-même envoie fréquemment dans le sol des ramifications que l'on soude à un tube de conduite d'eau enfoncé dans les couches humides de la terre, ou dans l'eau claire d'un ruisseau. Le volume protégé par ce réseau est alors en sûreté. Quelles que soient les influences extérieures, même s'il y avait un coup de foudre sur le réseau ou dans son voisinage, il pourrait bien se produire des courants d'égalisation de potentiel, ou encore ce qu'on appelle des phénomènes d'induction sur les conducteurs extérieurs, et même sur les conducteurs intérieurs en communication avec eux, mais sans qu'il puisse nulle part se manifester d'étincelle dangereuse due à une forte différence de potentiel, qui partout resterait voisin de

zéro. Il y a plus. L'écoulement continu de l'électricité que provoquent les aigrettes a pour résultat de créer autour de la maison une sorte d'enveloppe d'air, ayant à peu près le même potentiel que le sol, et qui forme comme un second réseau superposé au premier. Comme l'avait vu Franklin en l'expliquant autrement, l'action du paratonnerre n'est pas seulement préservative, elle est préventive, mais à la condition qu'on ait bien assuré la communication avec le sol, car s'il ne communique pas largement avec lui, le paratonnerre n'est pas seulement inutile, il est dangereux.

CHAPITRE XXVII

DISTRIBUTION DES PLUIES

286. Causes générales et causes locales. — Comme nous l'avons vu, le mode de distribution des pluies dépend à la fois de causes générales et de causes locales, de ce qu'on pourrait appeler la géographie météorologique et de la géographie terrestre. La grosse part d'influence appartient tantôt à l'une, tantôt à l'autre, suivant les cas, et il serait bien difficile de dire laquelle domine dans le résultat total. Si d'une part, en effet, la géographie du sol exerce l'influence que nous avons signalée sur la distribution des îlots de calmes et des courants d'air humide, il n'est pas douteux, d'un autre côté, que ces courants et ces îlots ne réagissent à leur tour sur la géographie des régions qu'ils recouvrent d'ordinaire. Un pays largement arrosé par un courant équatorial et couvert de végétation agira autrement, l'été comme l'hiver, sur les masses aériennes qui le surmontent, qu'une région de déserts placée au centre d'un continent ou sur le trajet ordinaire de retour des courants équatoriaux. Il y a là un exemple de cet enchevêtrement, de cette répercussion naturelle de causes et d'effets qui rend la météorologie si difficile. Mais il ne faut pas s'en plaindre, car c'est précisément cet enchevêtrement qui donne de la stabilité à la résultante totale, c'est-à-dire au climat moyen de chaque région. La région arrosée tend à rester humide, le désert à rester désert. Cependant ce sont sans doute les causes générales qui l'emportent, et en tout cas, c'est par elles que la logique nous ordonne de commencer.

287. Pluies des régions de calmes équatoriaux. — Dans l'ensemble des pluies, on peut distinguer celles qui tombent là où elles se forment, ou à peu près, et qui naturellement sont celles des régions de calmes. Telles sont par excellence les pluies de la zone des calmes équatoriaux et celles qu'on voit parfois, dans les îlots de calmes des régions tempérées, tomber des cumulus. D'autres pluies sont au contraire emportées par les courants atmosphériques loin des régions où elles se produisent. Ces deux sortes de pluies subissent de façons très inégales l'influence du relief du sol, mais sont en relation toutes deux avec la météorologie générale.

Les premières sont le résultat de l'évaporation abondante qui se fait dans la zone de maximum d'échauffement. Les vapeurs formées à la surface de la mer, celles qu'apportent constamment les alisés, s'élèvent dans l'atmosphère et forment autour de la terre comme une sorte d'anneau. C'est la région que les marins français appellent le *pot au noir*, pour peindre l'état du ciel, en si fort contraste avec le ciel ordinairement pur de la région des alisés; c'est le *swamp* ou *marais* des Anglais, mot qui peint bien l'humidité permanente qui y règne. La chaleur y est en effet le plus souvent accablante par suite de l'absence de transpiration, les pluies fréquentes et torrentielles, les orages nombreux. D'ordinaire le ciel est clair une partie de la nuit et le matin; mais avant la fin de la journée, à une heure variable selon le climat et selon la disposition des lieux, et toujours à peu près la même pour une même région pendant la saison des pluies, les nuages amoncelés se résolvent en une averse, dont la durée est elle-même assez constante, surtout sur la mer.

288. Déplacement annuel de la zone des pluies équatoriales. — Cette zone de ciel sombre et de pluies, bordée par les deux franges d'alisés où le temps est toujours beau, se déplace naturellement avec le soleil. C'est naturellement aussi sur la mer que ses déplacements sont le plus réguliers. On peut la suivre à la trace par les pluies

qu'elle apporte. Entre le 20 et le 30e degré de latitude Ouest de Greenwich, dans l'Atlantique, si on enferme entre deux courbes les latitudes dans lesquelles, pour chaque mois de l'année, le nombre des pluies égale ou à peu près le nombre des jours, on a une figure analogue à la figure 98, qui montre bien la double oscillation vers le Nord et vers le Sud de la zone de pluies. Comme la zone de maximum d'échauffement, elle ne pénètre jamais que faiblement dans l'hémisphère Sud.

Cette figure nous donne en même temps une idée de la distribution des saisons au voisinage de l'Équateur. Considérons par exemple la Colombie ou sa capitale Bogota, placée de façon à être pendant l'hiver au Nord, et pendant l'été au Sud de la zone des pluies. Sitôt qu'elle en est sortie, elle tombe dans la frange des alisés. Pendant notre hiver, ce sont les alisés du N.-E. Le ciel est pur, le soleil est dans l'hémisphère opposé, mais il remonte. C'est le printemps colombien. En mai, juin et juillet, la bande de pluies est au zénith. Le ciel se couvre et l'air se refroidit. C'est le premier hivernage auquel fait suite une deuxième saison sèche, l'été, dès que, la bande de pluies ayant disparu à l'horizon du Nord, on se trouve sous l'influence de la bande d'alisés qui la borde vers le Sud. Puis, quand elle rétrograde, c'est un nouvel hivernage, en novembre et décembre. Il y a donc régulièrement, par an, deux saisons sèches et deux saisons humides. Plus haut et plus bas, pour les pays sur lesquels s'arrête, dans son extrême élongation vers le Nord ou vers le Sud, la bande équatoriale de pluies, il n'y a naturellement que deux saisons, une saison humide et relativement froide lorsque cette bande approche du zénith, une saison sèche et chaude, de beaucoup plus longue durée, lorsque cette bande a disparu à l'horizon du Sud pour l'hémisphère Nord, à l'horizon du Nord pour l'hémisphère Sud; seulement quand c'est l'été d'un côté de l'équateur, c'est l'hiver de l'autre. Telle est la situation aux Antilles, dans l'isthme de Panama et dans l'Amazone.

Pour ces pays, les deux saisons humides de la Colombie

se sont fondues en une seule. Naturellement cela se fait graduellement par une sorte d'étranglement de la saison intermédiaire, le printemps ou *verano*, qui finit par n'être plus qu'un *petit printemps* ou *veranito*. Toutes ces régions à deux saisons ou à quatre saisons sont rangées à peu près parallèlement à l'équateur, sauf bien entendu les inflexions liées à l'existence des moussons, c'est-à-dire, en dernière analyse, aux déviations de la zone de maximum d'échauffement dues au voisinage des mers et des continents dans les régions d'alisés.

289. Pluies dans les courants équatoriaux. — On voit qu'en somme les pluies sont à peu près régulières là ou les vents sont réguliers. Dans les régions tempérées, ce sont les grands courants de l'atmosphère qui ont à la fois la direction des vents et des pluies. Il ne pleut pas, ou il ne pleut que très rarement dans les îlots de calmes, à moins qu'un courant dérivé ne les coupe à une certaine hauteur. Au contraire, dans le courant équatorial envisagé dans son ensemble, il n'y a pas un seul instant sans pluie quelque part, car il faut bien que ce courant déverse d'une façon continue, avant d'arriver à l'extrémité de sa course, les quantités énormes d'humidité puisées à son point de départ. Mais la répartition de ces pluies dépend d'une foule de circonstances dont la principale est évidemment le trajet du courant à ce moment.

On sait que ce courant ne coule pas entre des rives immobiles, et se promène d'une façon continue sur le globe, dans la zone qu'il gouverne, à la façon du jet d'une pompe à incendie, partant sous forme ramassée et avec une assez grande vitesse, pour revenir dilaté, avec une vitesse affaiblie par les frottements contre l'air et contre le sol.

C'est surtout la branche ascendante qui donne des pluies, et c'est, pour le moment, la seule qui nous intéresse. Nous savons qu'en général elle aborde en hiver notre continent à la hauteur de la Manche ou de la mer du Nord. La trajectoire peut être plus ou moins inclinée, se diriger sur la

Norvège au Nord, ou sur l'Allemagne au Sud, mais sa direction générale est à peu près du S.-W. au N.-E. En été, sans que cela ait pourtant le caractère d'une régularité absolue, le courant est plus au Nord, contourne de ce côté une zone de hautes pressions et de calmes qui s'est formé sur le Nord de l'Atlantique. Au printemps et à l'automne, on observe souvent la production de courants dérivés plus ou moins puissants, traversant l'Angleterre ou la mer du Nord, l'Europe centrale et disparaissant sur la Méditerranée.

Nous avons dit que la présence de cette mer chaude était un des facteurs importants du climat de l'Europe. Les condensations abondantes qui s'y produisent y amènent des dépressions dont les unes sont l'écho grossi de faibles courants dérivés qui ont contourné la chaîne des Pyrénées ou traversé la France du N.-W. au S.-E., dont les autres plus importantes proviennent de l'arrivée d'une partie du courant équatorial traversant le Maroc, l'Espagne, l'Algérie, la Méditerranée et se dirigeant vers la mer Noire.

En Amérique, la source des pluies est en quelque sorte double. Il y a d'abord les tempêtes fréquentes en automne, plus rares en été, qui, naissant dans le golfe du Mexique, marchent vers le N.-E. en longeant la côte à petite distance, et remontent quelquefois jusqu'à Terre-Neuve et au Groenland, en semant des pluies abondantes sur tout leur passage. Ces tempêtes ont leur analogue à l'extrémité du continent asiatique dans les tempêtes des Philippines, poursuivant aussi leur course vers le N.-E., en inondant les côtes de la Chine et du Japon.

Sur la côte de l'Amérique baignée par l'océan Pacifique, nous trouvons la branche transverse et la branche de retour du courant équatorial de ces régions, qui, après avoir contourné les îles Aléoutiennes et la presqu'île d'Alaska, aborde d'ordinaire le continent entre le 55° et le 60° degré de latitude et, rencontrant devant lui les chaînes parallèles des montagnes Rocheuses, déverse des pluies abondantes sur leur versant maritime.

On le voit revenir, après qu'il a pénétré plus ou moins

avant dans le continent, sous forme de courant de retour, du N.-W. au S.-W., traversant la vallée du Missouri où il descend quelquefois jusqu'au 28e degré de latitude. Comme en Europe, ce courant apporte quelquefois de faibles bourrasques et, par elles des pluies, mais en moyenne il n'amène qu'une diminution très faible de la colonne barométrique. Comme il n'est pas monté très haut dans le Nord, il apporte un peu de chaleur en hiver, et comme il est sec, pour s'être débarrassé de son humidité sur les montagnes Rocheuses, il laisse en été le ciel pur. Dans les deux cas, il n'apporte guère de pluie.

A quoi sont dus ces grands déplacements des courants aériens? Sont-ils commandés par des influences extérieures à notre globe, par exemple par celles de la lune ou des taches du soleil? Ont-ils une certaine périodicité, évoluant dans le courant d'une année ou de plusieurs, et permettant d'en prévoir le retour? On ne sait encore rien sur ces importantes questions. Mais la condition première pour les étudier est de ne pas confondre, comme on l'a trop souvent fait jusqu'ici, les courants dérivés ou les courants de retour avec des dépressions ou des bourrasques, auxquelles une fausse interprétation des cartes amène à attribuer les directions les plus irrégulières, dont les unes sont censées pirouetter sur place, tandis que les autres sont données comme parcourant en 24 heures des distances fantastiques dans les directions les plus imprévues, et souvent en complet désaccord avec leur direction réelle. Après douze ans de dépouillement minutieux des cartes, je dois dire que je n'ai pas relevé un seul cas authentique de rétrogadation d'une bourrasque, et que les cas de stationnement bien authentiques ne me semblent pas dépasser la demi-douzaine.

290. Régions sans pluies. — Quoi qu'il en soit de ces questions, on voit qu'avec ce perpétuel flottement dans l'atmosphère de courants divers, dont aucun n'est assujetti à une position ou à une direction déterminée, ce dont il faut être surpris, ce n'est pas que les pluies se distribuent inéga-

lement, c'est qu'il y ait des régions sans pluie. Il en existe pourtant. C'est surtout dans les régions que couvre pendant l'hiver un vaste îlot de calmes, et qui, éloignées des mers, placées en outre sur des plateaux élevés que l'humidité a peine à aborder, ou bien abritées contre les vents pluvieux par une chaîne de montagnes, ne peuvent ni pendant l'été ni pendant l'hiver recevoir d'humidité. Telles sont par exemple (fig. 166), le désert de Gobi, les hauts plateaux du Thibet, placés à l'abri de l'Himalaya, les solitudes de la Caspienne et de la mer d'Aral, où les calmes de l'îlot alternent avec des vents du quart Nord provenant du courant de retour ; le Sahara, qui pendant l'hiver est dans la zone des alisés réguliers, et qui pendant l'été, devenant lui-même un centre de moussons, éveille autour de lui des brises de terre privées d'humidité.

291. Distribution générale des pluies. — Si les îlots des calmes et les courants de retour se traduisent ainsi sur la carte par des régions sèches, le passage de la zone équatoriale des pluies et celui des courants équatoriaux de l'hémisphère Nord va se traduire par des régions abondamment arrosées. C'est ainsi qu'en ce qui concerne la première, on trouve (fig. 166), sur les cartes pluviométriques, au voisinage de l'équateur, une bande à bords à peu près parallèles à ce grand cercle, courant par son bord Nord de l'embouchure de la Gambie au golfe d'Aden, au Sud de l'embouchure du Congo à la pointe Nord de Madagascar, où des pluies abondantes alimentent les grands fleuves et les grands lacs de la région. Cette bande coupe, en passant au travers de la mer des Indes, la moitié inférieure de la presqu'île de l'Hindoustan, embrasse le large archipel compris entre la Chine et l'Australie, et on la retrouve au delà du Pacifique, dans l'isthme de Panama et le Nord de l'Amérique méridionale.

Quant au trajet du courant équatorial d'Europe, il se manifeste, au départ, par l'humidité qu'il apporte aux côtes du golfe du Mexique ; à l'arrivée, par l'abondance des pluies sur les côtes du Portugal, de France, des Pays-Bas, de la

Suède. Celui d'Amérique donne au Japon son climat pluvieux, apporte des pluies abondantes sur la presqu'île d'Alaska et sur la côte occidentale de l'Amérique du Nord, dans l'étroite bande encadrée par les montagnes Rocheuses, et fait de ces régions un des points les plus arrosés du globe.

292. Influence des saisons. — Quant à l'intérieur des continents, la distribution y est plus irrégulière, car l'influence du relief du sol s'y fait mieux sentir. Elle n'efface pas l'influence prépondérante des grands courants pluvieux, mais elle en modifie la physionomie. Le seul fait d'ordre général qu'on puisse relever dans cette infinie variété d'effets possibles et réalisés est celui qui tient à la succession des saisons. En hiver, la terre est plus froide, les couches les plus profondes du courant, les plus riches en vapeur d'eau, se refroidissent plus vite, et la pluie pénètre moins avant sur le continent qu'en été, où la terre est plus chaude. A cela il faut ajouter l'influence de l'îlot des calmes qui occupe pendant l'hiver le centre des continents. Il faut ajouter aussi ce fait que, en moyenne, le courant équatorial vient rencontrer le continent à des latitudes plus basses l'hiver que l'été. Aussi trouve-t-on dans l'ensemble une région de pluies d'hiver, couvrant le Sud de l'Europe à peu près parallèlement au rivage de la Méditerranée, qu'on observe à Lisbonne, en Italie, à Rome, à Naples, sur les côtes d'Algérie, et qui, en Amérique, se tient au même niveau en Californie et dans l'Orégon. Puis plus haut vers le Nord, une zone de pluies d'été : c'est le cas de l'Europe centrale, des Vosges à l'Oural, et de presque toute la Russie. Plus au Nord, il y a une zone, presque polaire, où la pluie et la neige sont rares, si bien qu'il est arrivé à des voyageurs dans les régions polaires de retrouver, marquées dans la neige, les traces de leurs prédécesseurs de l'année d'avant. Enfin, entre la région de pluies d'hiver et celle de pluies d'été, existe une région intermédiaire, plus variable et plus mal définie, où les pluies sont surtout des pluies de printemps et d'automne.

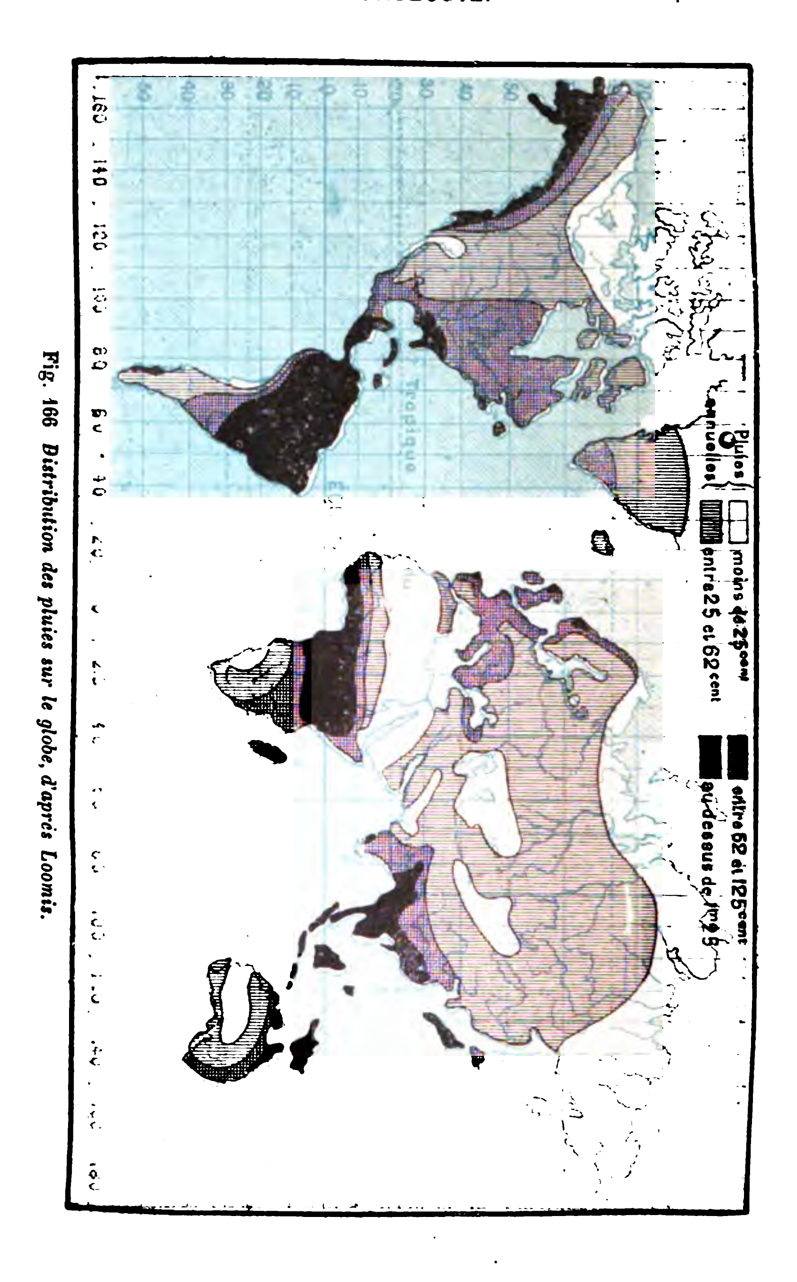


Fig. 166 Distribution des pluies sur le globe, d'après Loomis.

293. Influence des causes locales. — En dehors de ces influences générales, il n'y a plus que l'accident, c'est-à-dire l'influence, spéciale à chaque localité, de sa situation géographique et de son relief topographique. Nous savons comment s'exerce cette influence, il ne nous reste qu'à la montrer dans les faits.

Nous avons insisté sur l'influence des montagnes. C'est ainsi qu'au Pic du Midi, ou au Righi, il tombe en moyenne deux fois et demi plus d'eau qu'à Pau ou à Genève. Les côtes de la Norvège, celles du Portugal qui, en émergeant de la mer, présentent un relief très accusé, sont aussi très pluvieuses. Il en est de même pour la Sierra Nevada courant le long des côtes de la Californie, et pour les montagnes de la péninsule indienne. Dans toutes ces régions, l'expérience montre que la quantité de pluie tombée croît avec la hauteur, mais jusqu'à une limite variable, qui pour l'Inde est d'environ 1,500 mètres. Au delà la pluie devient plus rare, et on comprend pourquoi. C'est qu'il y a moins de vapeur d'eau dans l'air. Aussi les hauts plateaux sont-ils en général des plateaux arides, toutes les fois que leur hauteur dépasse 2,000 mètres. Nous en avons vu un exemple dans les hauts plateaux du Thibet et de l'Himalaya. Il en est de même pour celui du Mexique, malgré le voisinage du golfe du Mexique, et pour le plateau du Grand Lac Salé en Amérique.

Par contre, ces chaînes de montagnes et ces plateaux, qui dépouillent de leurs pluies les courants qui les abordent, sont une cause de sécheresse pour les régions placées de l'autre côté. L'exemple le plus remarquable de ce fait est fourni par le bassin du fleuve des Amazones qui, incliné de façon à recueillir les alisés S.-E. de l'hémisphère Sud, les collecte à une grande distance de l'équateur, les force à remonter le long de ses pentes et à déposer leurs pluies, qui font de ce bassin une contrée très arrosée. Puis ces courants aériens, dépouillés de leur humidité et rencontrant la barrière des Andes, n'ont plus rien à déverser sur les déserts du Pérou. Le même effet s'observe derrière la chaîne de la Sierra Nevada de la Californie, derrière les montagnes

Rocheuses qui assoiffent le plateau du Grand Lac Salé dont nous parlions tout à l'heure. Les Pyrénées, le Plateau Central, le Jura traduisent de même en France leur influence sur les régions placées à leur arrière. Au S.-E. de Vienne, en Autriche, existe de même une vaste région entourée de montagnes, et qui reçoit beaucoup moins d'eau que le pays environnant.

294. Inégalités périodiques et séculaires dans la distribution des pluies. — En résumé, la quantité de pluie qui tombe dans l'année sur un lieu donné est une résultante extrêmement complexe. Elle dépend, dans nos climats tempérés au moins, de la direction des courants aériens, du nombre et de l'intensité des bourrasques qu'ils ont convoyées, de leur distribution suivant les saisons, c'est-à-dire de circonstances très variables, et en outre de circonstances plus stables, mais non pas immuables, en relation avec la situation géographique et le relief du sol. Dans les âges primitifs de la terre, cette situation et ce relief ont certainement changé, et il a dû en résulter de grandes variations de climat, en dehors de celles qui ont été produites par des causes de l'ordre astronomique. Depuis que la terre a une histoire, si le relief s'adoucit, c'est lentement, et la distribution des terres et des mers n'a pas sensiblement changé; mais à défaut de ces causes de variation, nous avons celles qu'ont pu et que pourront encore amener les déplacements des courants atmosphériques. Sans doute ces courants ne vont pas au hasard, et nous avons vu que la situation qu'ils contribuent à dessiner a une certaine stabilité; mais cette stabilité est bien moins grande que celle des continents et des mers. Un tremblement de terre qui ouvrirait largement l'isthme de Panama et permettrait aux eaux du golfe du Mexique de se déverser, même partiellement, dans l'océan Pacifique, modifierait dans une mesure effrayante le climat de l'Atlantique et celui de l'Europe. Sans même avoir recours à un pareil bouleversement, qui pourrait calculer les effets d'un lent exhaussement dans la barrière de coraux

qui se forme au large de la Floride, si cette barrière finissait par arrêter le départ vers le Nord du Gulf-stream qui la traverse aujourd'hui ? Il n'est même pas nécessaire de faire intervenir des modifications brusques ou lentes dans le relief terrestre : une petite diminution dans la force d'impulsion des courants équatoriaux vers le Nord, une légère extension dans la barrière d'air glacé que leur présentent les pôles, amènerait des changements de premier ordre pour les régions qu'ils gagneraient comme pour celles qu'ils abandonneraient.

295. Moyenne des pluies. — Qu'il se fasse quelquefois de ces changements, c'est ce dont témoigne l'examen attentif des cartes météorologiques, et aussi l'expérience courante. Il y a, comme on sait, des années sèches et des années humides. On sait aussi que souvent il y a des suites d'années, c'est-à-dire des périodes sèches et humides. Tous ces changements sont temporaires, et dans la moyenne, c'est toujours à peu près la même situation qui se rétablit. A ce point de vue, c'est-à-dire pour mettre en évidence les changements séculaires d'un climat, il est utile de mesurer, partout où on peut le faire avec exactitude, les hauteurs de pluie tombée. Il est utile aussi, au lieu de les confondre dans une moyenne annuelle, de les distribuer par saisons et de les mettre en rapport avec la situation météorologique à laquelle elles sont dues.

La météorologie courante s'attache un peu trop exclusivement à la mesure de ces quantités de pluie, et au calcul de leur moyenne. Il faut bien avoir le courage de se dire que ce mot de moyenne annuelle des pluies, auquel on a consacré tant de chiffres et tant de cartes, n'a pas grande signification ; il est trop variable. Les figures 167 et 168 donnent la distribution des pluies en France pendant les deux années consécutives de 1883 et 1884. On voit qu'il est tombé près de deux fois plus d'eau dans la seconde que dans la première. Une moyenne barométrique se comprend ; le baromètre est toujours en action et en mouvement autour d'un certain niveau. On peut établir des moyennes barométriques horaires,

diurnes, mensuelles, annuelles, etc. L'expérience montre au contraire qu'en ce qui concerne les pluies, s'il s'agit d'avoir le détail, l'année est une période trop longue; s'il s'agit d'avoir l'ensemble, l'année est une période trop courte pour

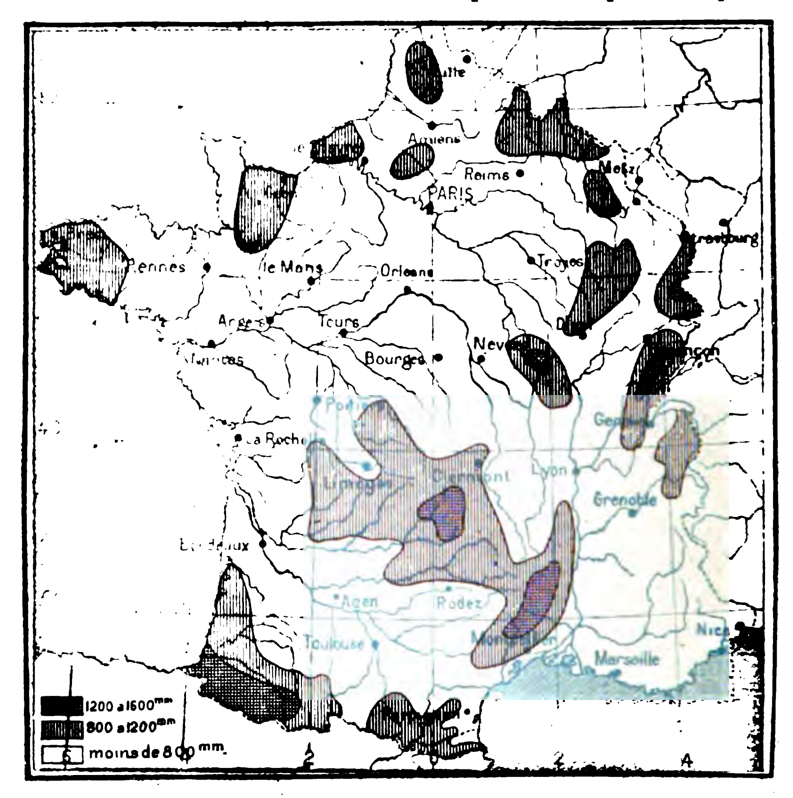


Fig. 167. *Répartition des pluies en France, en 1883.*

que les quantités de pluie tombée y oscillent autour d'une certaine moyenne. Il y a des périodes sèches et des périodes humides, et les seuls documents ayant quelque intérêt dans cet ordre d'idées, sont les chiffres relatifs à une très longue suite d'années.

Il faut que des instruments relèvent tous ces chiffres. Mais ce qui est non moins urgent, c'est que les météorologistes étudient, à propos de chacune de ces pluies, des

éléments beaucoup plus importants que le chiffre de la hauteur d'eau qu'elles apportent, je veux dire leurs caractères individuels. Ces éléments sont le reflet local des circonstances générales, et sont à peu près inconnus. Cela est fâcheux.

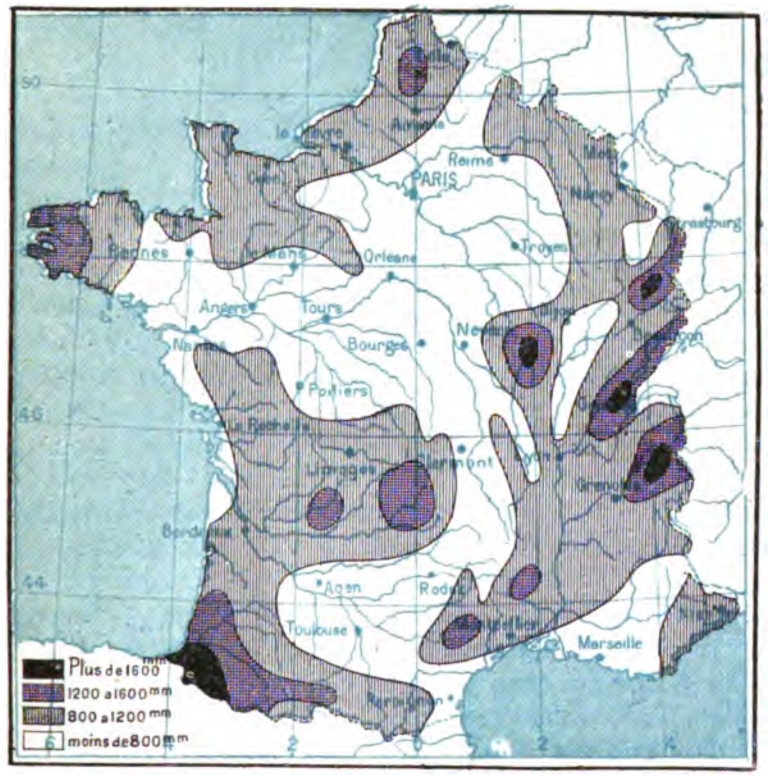


Fig. 163. *Répartition des pluies en France, en 1884.*

Nous avons beaucoup à attendre de la météorologie locale, qui malheureusement borne trop souvent ses efforts à enrouler des bandes sur les appareils enregistreurs. Les services de prédiction locale, nés sous l'influence du Bureau central météorologique, ont déjà beaucoup fait pour exciter l'initiative et l'indépendance des observateurs. La météorologie marchera vite le jour où aucun d'eux ne se résignera plus à être un instrument de plus dans son observatoire.

CHAPITRE XXVIII

CIRCULATION DES EAUX PLUVIALES

296. Côté agricole de la distribution des pluies. — Si variée que soit la quantité totale de pluie tombée et sa répartition annuelle dans un même pays, l'agriculture locale a dû apprendre à se plier aux conditions météorologiques locales de la région, faire de préférence des céréales là où le printemps est pluvieux et l'été sec, des fourrages là où les pluies d'été ne sont pas rares. Elle a dû, de plus, tabler, pour chacune de ses cultures, sur une certaine moyenne dans la répartition annuelle des pluies. Enfin elle a retrouvé cette préoccupation du côté de la constitution géologique du sol, qui n'intervient pas seulement par les éléments chimiques qu'il apporte à la terre arable, mais aussi par les facilités plus ou moins grandes de circulation qu'il donne aux eaux pluviales, qu'il retient à la surface ou laisse pénétrer dans ses profondeurs.

Voilà un des côtés agricoles de la répartition des pluies à la surface du globe. Il y en a un autre. D'après ce que nous avons vu, toute pluie qui s'évapore ou tombe, prend dans l'atmosphère du lieu de formation ou emporte avec elle dans le lieu de chute la totalité de la chaleur latente absorbée pendant sa production. Si l'évaporation est une source de froid, la pluie est une source de chaleur, même lorsqu'elle refroidit l'air et le sol, parce que la cause qui l'a produite aurait amené un refroidissement encore plus intense si elle n'était pas intervenue pour le tempérer.

L'atmosphère est donc en quelque sorte un immense

appareil de chauffage à la vapeur, dans lequel il y a toujours, en moyenne, à peu près la même quantité de vapeur en circulation, mais dans lequel chaque point du circuit gagne et perd de la chaleur, en gagne par la pluie qui y tombe, en perd par l'évaporation qui s'y produit. Si cette évaporation faisait disparaître en chaque lieu toute l'eau de pluie à mesure qu'elle se forme, le bénéfice serait nul. Si elle ne la faisait disparaître qu'un certain temps après qu'elle est tombée, et lui permettait par exemple de rester six mois, de l'hiver à l'été, le bénéfice serait temporaire, mais l'hiver serait plus chaud et l'été plus frais. Mais si la pluie s'infiltre dans le sol, y circule plus ou moins longtemps avant de reparaître, et ne s'évapore pas, par conséquent, sur le point où elle tombe, le bénéfice de ce dernier point est permanent. La circulation des eaux pluviales influe donc sur la distribution des températures, et nous voilà conduits à nous demander à quelles lois elle obéit.

297. Mesure de l'évaporation. — Rien ne semble au premier abord plus facile que de déterminer, pour un lieu quelconque, le rapport entre la quantité d'eau de pluie tombée et la quantité évaporée pendant une période quelconque. Un bon pluviomètre donne bien, avec une approximation assez grande, quand il est bien placé, à l'abri des influences locales, la hauteur totale de pluie; c'est un bon évaporomètre qui fait encore défaut. Le plus communément employé, l'évaporomètre de Piche, est une éprouvette graduée, fermée à sa partie inférieure par une rondelle de papier poreux que l'eau du tube humecte constamment. La quantité évaporée est mesurée par l'abaissement du liquide dans le tube. Cet évaporomètre, qui n'est jamais à la même température que le sol, où la surface évaporante est constamment humide, tandis que celle du sol est variablement sèche, ne peut servir à rien en météorologie. Il mesure bien sa propre évaporation, mais cette évaporation est naturellement sans relation aucune, soit avec celle des masses d'eau, soit avec celle du sol, soit avec celle des végétaux.

On a proposé divers modèles d'évaporomètres plus compliqués, dans lesquels on a cherché à se rapprocher davantage des conditions naturelles. Ils consistent tous en une caisse remplie de terre qu'on laisse sans culture, ou qu'on couvre de végétation, suivant qu'on veut mesurer l'évaporation de la terre nue ou cultivée. Cette caisse, placée sur une balance sensible, est soumise à des pesées régulières qui donnent exactement la hauteur de la tranche d'eau évaporée entre deux pesées. Le difficile est non pas de mesurer la perte, mais d'assurer l'alimentation en eau de cette caisse. La laissât-on au dehors, de façon à ce qu'elle reçoive autant de pluie que le sol environnant, on ne fera pas que la distribution des pluies entre le sol et le sous-sol se fasse comme en plein champ, et on se sera donné beaucoup de peine pour obtenir des nombres qui ne seront encore exacts que pour l'instrument qui les a fournis, et dont la relation avec la réalité restera toujours douteuse.

L'évaporation à la surface des eaux est plus facilement mesurable. On peut, en disposant un bassin de façon à ce que le vent puisse en balayer la surface, mais non y enlever des gouttelettes, en le prenant assez grand pour que sa température reste voisine de celle des grandes masses d'eau, ou, ce qui est préférable, en le maintenant plongé dans ces masses, y mesurer avec précision par un moyen quelconque les quantités d'eau journellement évaporées. On n'a pas toujours pris ces précautions indispensables, et de ce fait les nombres obtenus restent sujets à caution. Nous allons voir d'ailleurs qu'il ne faudrait pas les prendre pour mesurer l'évaporation de la terre nue ou cultivée, qui est toujours plus petite.

En l'absence de données précises fournies par la météorologie, nous sommes obligés de nous adresser à la géographie générale. Suivons pour cela le sort et le trajet d'une pluie tombée à la surface du sol. Une partie s'évapore; c'est celle que nous voudrions connaître. Une autre coule à la surface du sol, en suivant les lignes de plus grande pente, et se rend tout de suite dans les ruisseaux et les rivières.

Une autre pénètre dans le sol, et c'est celle-là qu'il faut suivre, parce que c'est celle qui semble échapper la première à nos investigations.

298. Imbibition. — Une partie reste à imbiber le sol, retenue par des affinités capillaires (38). La quantité ainsi arrêtée au passage augmente avec le degré de ténuité des éléments du sol, et varie beaucoup avec leur nature. Scheibler avait essayé de la déterminer en délayant en bouillie claire, dans de l'eau, 20 grammes de terres diverses, en jetant le tout sur un filtre, et en pesant aussitôt que l'égouttage était terminé. L'augmentation de poids donnait la quantité d'eau retenue, qu'on rapportait à 100 grammes de terre sèche. C'est ce rapport qu'il nommait *hygroscopicité*, et pour lequel il a obtenu les nombres suivants :

Sol calcaire.	22 %
Sable.	25 à 60 %
Gypse.	27 %
Glaise et argile.	40 à 70 %
Terres diverses	48 à 89 %
Terreau.	190 %

On peut reprocher à ces nombres, très souvent cités comme documentaires, d'être sans rapport précis avec la réalité. L'imbibition du sol ne se fait pas comme celle de Scheibler. La pluie qui entre par la surface rencontre devant elle, dans le sol, de l'air qui fait résistance (43), et ne pénètre pas la masse tout entière. Aucun sol arable ne conserve des quantités d'eau comparables à celles du tableau ci-dessus. Pour qu'une terre soit saine au point de vue de la végétation, il faut, d'après M. de Gasparin, qu'elle conserve au minimum 10 % et au maximum 50 % d'eau, deux à trois jours après les plus fortes pluies. Au-dessus, les racines pourrissent. Au-dessous de 10 %, elles se dessèchent.

Ces nombres mettent pourtant en évidence un fait dont nous aurons à nous souvenir tout à l'heure, c'est que des sols divers, même amenés au même degré de ténuité, retien-

nent par imbibition des quantités d'eau très variables, et par conséquent peuvent fournir plus ou moins longtemps à l'évaporation après les pluies. Par exemple, le sable absorbera peu et se desséchera très vite. Le terreau fera éponge et se desséchera beaucoup plus lentement.

La portion d'eau ainsi retenue est en effet destinée à passer au total de l'évaporation locale, et nous la retrouverons avec le reste. Il nous suffit d'avoir montré que ce phénomène d'évaporation, qui semble ne dépendre que d'une question de surface, met en jeu au contraire des questions de profondeur et de composition chimique.

299. Circulation souterraine. — Arrivons maintenant à la portion qui s'enfonce profondément dans le sol, et n'est pas destinée à en sortir par évaporation, au moins momentanément ou à brève échéance. Si elle y entre, c'est qu'elle y trouve des fissures ou des espaces lacunaires par où passer. Elle utilise ce qu'on appelle sa *perméabilité*, une propriété fort distincte de l'hygroscopicité. L'argile est très hygroscopique et très peu perméable, les terrains crayeux sont peu hygroscopiques et extrêmement perméables. Les variations de sens inverse dans ces deux propriétés tiennent en grande partie à ce que, quand une substance est hygroscopique, dans le sens de Scheibler, c'est que chacune de ses molécules s'entoure, par affinité capillaire, d'une atmosphère d'eau plus ou moins épaisse. Par suite, les lacunes capillaires qu'elle peut contenir se tapissent sur leur surface intérieure d'une couche d'eau adhérente plus ou moins épaisse (38), et qui diminue d'autant la *lumière* du canal. A égalité dans la dimension des lacunes, une substance hygroscopique sera donc moins perméable qu'une autre. Mais l'excès de perméabilité des terrains crayeux ou des roches calcaires tient surtout à ce que la dimension des fissures ou lacunes y est en général plus grande. L'eau qui y circule a apporté, des couches de terre arable qu'elle a traversées tout d'abord, une certaine quantité d'acide carbonique qui dissout peu à peu les parois et agrandit d'une façon incessante la dimension des interstices.

En s'enfonçant ainsi dans le sol, les eaux finissent toujours par rencontrer une couche imperméable, formée souvent d'argile et quelquefois de roches compactes non ou peu fissurées, telles qu'on en trouve en abondance dans les terrains primitifs ou dans les terrains volcaniques. Elles forment alors, à la surface de cette couche imperméable, une nappe souterraine, coulant d'un mouvement lent, à raison des obstacles qu'elle rencontre, mais d'un mouvement continu, le long des lignes de plus grande pente de la couche imperméable, qui naturellement coïncideront rarement avec les lignes de plus grande pente du sol.

Mais cette couche imperméable n'est même pas toujours nécessaire pour la formation de la nappe d'eaux souterraines.

Représentons-nous avec Belgrand une vaste plaine de craie à peu près horizontale comme la Champagne, dans laquelle s'infiltre toute la portion de pluie qui n'est pas reprise par l'évaporation. Cette pluie y descend jusqu'à ce qu'elle ait trouvé la couche imperméable de la craie marneuse, mais si la plaine est creusée par des vallées telles que celles de l'Aube et de la Marne, il ne sera pas nécessaire que ces vallées descendent jusqu'au niveau de la craie marneuse pour que les couches humides qui les dominent se ressuient en y versant leurs eaux, pas plus qu'un drain n'a besoin de reposer sur une couche d'argile pour collecter la plus grande partie des eaux superficielles. La nappe d'eau en voie de descente dans les profondeurs, rencontrant des pentes ouvertes à l'air libre, s'y réunira sous forme de sources, ce qui veut dire en somme que les vallées principales, et même les vallées secondaires, constitueront des drains naturels vers lesquels afflueront les eaux absorbées par les plateaux.

Au-dessous du réseau de surface, recueillant les eaux qui n'ont pu pénétrer, circule donc un réseau souterrain, qui n'est pas moins puissant que le premier, et qui, comme lui, forme réservoir temporaire. A raison de la lenteur de circulation du réseau souterrain, son caractère de réservoir temporaire est même très accusé, et il peut emmagasiner quelquefois pendant un an ou dix-huit mois la plus grande

partie de la pluie qui a pénétré dans le sol sur la surface qui l'alimente.

L'intéressant est de savoir ce que deviennent ces eaux. Elles sont invisibles quand la couche qui les retient est un peu profonde. Quand elle vient affleurer à la surface du sol, la nappe souterraine à laquelle elle sert de lit donne un *marais* ou un *marécage*, dont le niveau s'élève après les pluies, s'abaisse pendant la sécheresse, manifestant ainsi aux yeux l'étiage de la nappe. Quand on traverse cette couche en creusant un puits, la cavité formée se remplit d'eau. Quand elle est portée par une couche imperméable, qui se trouve coupée par une faille, ou dénudée sur une certaine longueur par le creusement d'une vallée postérieure à sa formation, sur toute la ligne d'affleurement avec le sol, mais de préférence dans les dépressions et les plissements de la couche, on verra apparaître des sources, qui formeront un cordon sinueux; c'est ce que Belgrand appelle un *lieu de sources*. Ce cordon pourra apparaître à flanc de coteau s'il a pour support une couche de marne ou d'argile; quand il proviendra du drainage naturel des couches perméables voisines de la surface, il viendra sourdre de préférence aux points les plus déclives, c'est-à-dire au fond des vallées. C'est un cordon de sources de cette espèce, qui, capté dans la vallée de la Vanne, fournit à Paris 100,000 mètres cubes d'eau par jour, chiffre qui donne une idée de la puissance sur certains points de cette nappe d'eaux souterraines.

La couche détritique superficielle ou les terrains perméables des plateaux et des pentes d'une vallée alimentent donc le plus souvent une nappe plus ou moins continue d'eaux souterraines qui se dirige vers le thalweg comme les eaux qui coulent sur la surface, mais en y mettant plus de temps. C'est cette couche d'eaux souterraines qui alimente les galeries filtrantes établies le long des rives du fleuve pour en recueillir et en filtrer les eaux. Ces galeries, et c'est ce qui fait leur mérite, se déversent d'ordinaire dans le fleuve au lieu d'y puiser. Ce n'est que dans le cas où le fleuve monte, et arrive rapidement à dépasser le niveau du fleuve souter-

rain, toujours en retard à cause de sa marche lente, que la filtration se fait en sens inverse. Mais la crue de surface épuisée, la crue souterraine se fait sentir à son tour, et c'est ainsi que revient à la circulation superficielle une autre portion des eaux souterraines.

Il n'y en a qu'une portion qu'on ne voit pas reparaître, celle qui, s'étant imbibée entre deux couches imperméables, en rencontre toujours une, quels que soient les plissements, pour l'empêcher de remonter à la surface. Il faut, pour la retrouver, creuser un puits assez profond pour percer la couche imperméable supérieure, et permettre aux eaux de reprendre leur niveau. Ce sont là les *puits artésiens*, et nous appellerons ces eaux *eaux artésiennes*. Il est clair que lorsqu'elles ne sont pas captées au passage, elles retournent dans la mer. Leur volume est inconnu, et il semble que ce soit là un inconvénient grave pour notre but, qui est de conclure la quantité d'eau évaporée de la différence entre la quantité tombée et la quantité qui revient à la mer par des voies qui en permettent la mesure. Mais on a le droit de penser que cette circulation artésienne, qui exige des conditions d'imbibition rares à rencontrer, et qui est nécessairement très lente, peut être négligée au regard de l'autre, de sorte que, dans une première approximation, nous pourrons faire comme si elle n'existait pas.

300. Conséquences relatives au transport de la chaleur de la mer sur les continents. — Cela posé, nous avons à tirer une première conclusion qui pourra peut-être paraître naïve, mais qui n'en est pas moins souvent méconnue : c'est que du moment qu'il existe, à la surface du sol, des rivières et des fleuves, c'est que le total de l'évaporation, quel qu'il soit, est inférieur au total des pluies tombées. Envisagés dans leur ensemble, les continents reçoivent donc plus d'eau qu'ils n'en évaporent; envisagées dans leur ensemble, les mers doivent donc évaporer plus d'eau qu'elles ne reçoivent de pluies. Or, comme nous avons vu que l'évaporation est une source de froid, la con-

densation une source de chaleur, la grande circulation atmosphérique que nous avons décrite a donc pour effet de transporter constamment de la chaleur de la mer sur les continents. Dans l'ensemble, la terre est favorisée aux dépens de la mer, et si nous nous rappelons que c'est dans l'hémisphère Nord que les terres sont le plus abondantes, nous découvrons une nouvelle cause, qui s'ajoute à celles que nous connaissons déjà, pour assurer à l'hémisphère Nord une température en moyenne plus élevée que celle de l'autre.

301. Total de l'évaporation. — Quelques chiffres vont nous permettre de préciser cette notion générale. Nous choisirons naturellement parmi les plus sûrs. Si nous envisageons d'abord une vaste surface comme celle de la France, on peut évaluer avec une certaine approximation la quantité totale d'eau de pluie tombée et celle que débitent les fleuves et les rivières. La quantité de pluie représente en moyenne 417 milliards de mètres cubes. Quant au débit des fleuves, on peut le représenter par les chiffres suivants :

Rhône	54	milliards de mèt. cubes.
Gironde	36	— —
Loire	31	— —
Seine	22	— —
Bassin du Rhin	8	— —
— de l'Escaut	3	— —
— de l'Océan	11	— —
— de la Manche	8	— —
— de la Méditerranée	6	— —
	180	

180 milliards de mètres cubes, sur 417 tombés, retournent donc à la mer d'une façon visible. La proportion est de $\frac{43}{100}$. La différence, $\frac{57}{100}$, représente donc, dans cette manière de nous figurer les choses, la part de l'évaporation. Si nous avions pu tenir compte des eaux artésiennes, le premier de ces chiffres aurait été augmenté, le second diminué d'autant. On ne s'éloignera donc pas beaucoup de

la vérité, et on se mettra dans l'esprit un nombre facile à retenir, en disant qu'en France l'évaporation enlève environ la moitié des eaux de pluie.

302. Influence de la culture. — Prenons pourtant ce chiffre tel qu'il est, et, pour en tirer de nouvelles conséquences, remarquons qu'il englobe l'influence des surfaces cultivées et de celles qui ne le sont pas. Tout fait prévoir, et nous allons prouver de suite, que les surfaces couvertes de végétation évaporent plus que les surfaces nues. Il faut donc qu'en moyenne celles-ci évaporent moins de la moitié de la hauteur de pluie qu'elles reçoivent. M. Marié-Davy a trouvé à Montsouris que leur évaporation était en moyenne la moitié de la hauteur d'eau reçue. Ce chiffre semble trop fort, d'après ce que nous venons de dire, et s'explique par les causes d'erreur que nous avons relevées plus haut. Dans le wagonnet soumis à des pesées régulières dont se servait M. Marié-Davy, l'évaporation était trop forte, parce que la terre se ressuyait beaucoup moins bien quand elle avait été humectée que si elle avait été en place.

Nous voici amenés à l'étude de l'influence de la végétation. Son premier effet est d'immobiliser dans les tissus de la plante une quantité d'eau assez considérable. Les plantes contiennent de 70 à 90 °/₀ d'eau de constitution. En prenant 80 °/₀ comme moyenne, c'est, pour une récolte de 30,000 kilos à l'hectare, 25,000 kilos d'eau retenus, soit une couche de 25 millimètres d'eau. C'est le $\frac{1}{6}$ de la hauteur moyenne de pluie à Paris pour les mois de végétation, avril, mai et juin. Si les inondations ne sont pas plus fréquentes au printemps, au moment où les pluies rencontrent une terre encore chargée de son humidité d'hiver, c'est en partie grâce à cette immobilisation de la pluie sous forme vivante.

Une fois faite, la plante joint à l'évaporation de la terre, qui s'atténue parce que la plante donne de l'ombre, son évaporation et sa transpiration, cette dernière étant une fonction spéciale qui dépend de la quantité de lumière. La

mesure directe de la quantité d'eau disparue par suite de ces actions multiples est naturellement encore plus difficile que celle de l'évaporation de la terre nue. Le seul moyen d'aborder le problème avec quelque chance de succès, et en restant dans les conditions naturelles, est de recommencer, pour une surface limitée couverte de végétaux, ce que nous venons de faire pour la surface de la France, c'est-à-dire de mesurer la quantité totale d'eau tombée, celle qui pénètre dans le sol, et de faire la différence.

C'est ce qui a été très bien fait par M. E. Risler dans sa propriété de Calèves. Il a choisi pour cela un champ de plus d'un hectare, qu'il savait reposer sur une couche imperméable dont il connaissait les profils, et qu'il avait pourvue d'un système complet de drainage. En admettant, ce qui était très voisin de la réalité, que ces drains amènent au dehors du sol, dans des bassins jaugés, toute la partie de pluies non évaporée, on pouvait, connaissant la quantité de pluie, avoir une mesure de l'évaporation. M. E. Risler a ainsi trouvé, comme moyenne de trois années pendant lesquelles le champ avait porté des cultures diverses, que l'évaporation représentait à peu près 75 °/₀ de la pluie tombée.

Ce chiffre est naturellement variable. Si l'année est sèche, l'évaporation diminue, mais ne se proportionne naturellement pas à la quantité de pluie, de sorte qu'elle peut l'atteindre ou même la dépasser. Dans ce cas, la réserve du sol en eau est entamée, et si elle est trop faible, ou si elle n'est pas abordable pour la plante, celle-ci périt. Si au contraire l'année est pluvieuse, ou bien si, ce qui revient à peu près au même, mais pas absolument, on irrigue, on augmente l'évaporation, on se rapproche des conditions de l'évaporation à la surface des grandes masses d'eau, et on peut dépasser encore, par suite, le total de la pluie tombée. A Gennevilliers, dans des bassins en briques drainés, d'une superficie de 850 mètres carrés, et non soumis à la culture, on a trouvé, en ménageant les arrosages, que l'évaporation pouvait atteindre 90 °/₀ de l'eau versée, et dépasser le total



des pluies tombant naturellement sur le bassin. En août par exemple, elle a suffi à faire disparaître une tranche d'eau de $0^m,55$, qui représente les 9/10es de la quantité moyenne de pluies dans le bassin parisien.

Enfin, comme confirmation de tout ce qui précède, nous pouvons noter qu'au lac Fucin, en Italie, où l'évaporation est mesurée avec soin, elle s'élève en moyenne à $1^m,85$, tandis que le total des pluies est seulement de $0^m,85$.

303. Conséquences générales. — Que conclure de tout cela? C'est qu'il est au pouvoir de l'homme, en donnant à la culture des plaines des allures plus ou moins intensives, en remplaçant, sur les versants ou les plateaux, des forêts par des vaines pâtures, ou des vaines pâtures par des forêts, d'influencer d'une manière notable l'évaporation, et par elle, non seulement le débit des fleuves, mais encore la répartition de la température dans un pays. Il y a de ce fait des exemples historiques. Dans l'Amérique du Sud, d'après M. Boussingault, on se plaignait en général, avant les guerres qui ont désolé le pays au commencement du siècle, de la diminution des eaux, qui n'a persisté ensuite que dans les régions où la guerre n'avait pas tout dévasté, et a cessé là où elle avait interrompu les cultures. Il semble de même que, à mesure que l'homme prend plus largement possession du sol, le débit des fleuves diminue, et que la batellerie soit obligée de diminuer peu à peu son tonnage. C'est ce qui arrive, d'après Berghans, pour l'Elbe, l'Oder, le Volga. Pourtant il ne faut pas se hâter de conclure. Le tonnage de la batellerie dépend non du débit moyen, mais du régime des basses eaux du fleuve qui la porte, c'est-à-dire, en dernière analyse, non du total des pluies, mais de leur répartition variable dans les divers mois de l'année. Toutefois, de quelque façon qu'on l'interprète, l'influence existe, et avant de l'attribuer, ce qui est pourtant possible, à des variations dans le parcours du courant équatorial à la surface de l'Europe, il faudrait voir exactement en quoi consiste l'effet, et s'il ne peut pas dépendre uniquement de l'action de l'homme.

Signalons en terminant, dans cet ordre d'idées, que M. Dawson, qui a étudié à l'aide de documents qu'il donne comme assez précis, les variations de hauteur du lac Érié en Amérique depuis 1788, y a observé des variations périodiques de 10 et 12 années qu'il a cru pouvoir rapprocher de la période de variation des taches du soleil, et attribuer ainsi à une influence cosmique. Mais nous sommes là sur un terrain un peu hypothétique, et nous sortirions du caractère de ce cours en y insistant.

CHAPITRE XXIX

TEMPÉRATURE. — SES VARIATIONS

304. — La température d'un lieu est la résultante locale de tous les phénomènes variés que nous avons successivement passés en revue, action solaire, latitudes, altitudes, courants marins ou aériens, présence ou absence de la vapeur d'eau, nombre et violence des bourrasques, répartition et total des pluies et de l'évaporation. C'est pour cela que nous l'étudions la dernière. Il est vrai qu'en vertu de cet enchevêtrement des effets et des causes qui est la trame même des phénomènes météorologiques, nous avons trouvé la chaleur solaire à l'origine de tous les mouvements que nous avons étudiés. Mais nous avons dit aussi que cette action solaire, qui commandait l'ensemble, ne donnait pas le détail. C'est à ce détail que nous arrivons maintenant.

Pas plus que dans ce qui précède, nous n'entrerons dans le domaine des faits particuliers, nous contentant d'indiquer des lignes générales. Cela est facile quand on considère, comme nous venons de le faire, la température comme une résultante, et non comme un chiffre abstrait, représentant une lecture thermométrique.

305. Échauffement du sol. — Considérons en effet d'abord l'action du soleil sur le sol. Pendant le jour, il échauffe par conductibilité les couches voisines de la surface, et peu à peu s'enfonce une onde journalière de chaleur qui, la nuit venue, quand le sol se refroidit par rayonnement et au contact de l'air, remonte vers la surface.

Comme elle ne marche pas vite, elle n'a pas fait beaucoup de chemin quand elle commence à rétrograder, et il y a par suite, à petite profondeur dans le sol, une couche à peu près insensible à la variation de température du jour et de la nuit. Cette couche est naturellement d'autant plus profonde que la variation est plus grande et le sol plus conducteur. Aussi on la trouvera plus bas dans un pays sec que dans un pays humide, sur un sol dénudé que sur un sol couvert de végétation, etc.

On devine pourtant que la compensation dont nous venons de parler n'est pas absolue. Pendant l'été, la nuit. beaucoup plus courte que le jour, ne suffit pas à permettre la sortie de toute la chaleur emmagasinée, et il en reste un petit excédent qui continue à pénétrer dans le sol. En s'unissant aux excédents des jours précédents, il finit par constituer une *onde estivale* de chaleur, qui est à son tour contrebalancée par une *onde hibernale* de froid. Pour les mêmes raisons que tout à l'heure, il y aura donc, à une certaine profondeur, une couche qui ne sera plus influencée par les variations de température de l'hiver et de l'été. Cette couche, dont la température restera invariable tout le long de l'année, sera naturellement plus profonde que celle que nous envisagions tout à l'heure, à cause de la plus longue durée de la période de pénétration de la chaleur. Mais sa profondeur variera de même avec la différence de température de l'hiver et de l'été, et avec la conductibilité du sol. C'est ainsi qu'à Édimbourg, on la trouve à 32 mètres dans le grès houiller bon conducteur, et à 21 mètres dans le sable. A Paris elle est à 23 mètres dans le calcaire grossier. Un thermomètre placé à $27^m,60$ dans les caves de l'observatoire depuis 1783 y marque une température constante qui est de $11^o,8$.

Entre cette couche invariable, à laquelle viennent mourir les ondes estivales et hibernales de la surface du sol, et cette surface dont elles partent, le trajet est long, et il y a toujours plusieurs ondes en chemin. Un thermomètre plongé dans le sol, et qui traduit leur passage, subit donc

des oscillations périodiques, et peut par exemple monter, c'est-à-dire traduire le passage d'une onde estivale au moment où c'est l'hiver à la surface et où le thermomètre descend. Mais ces oscillations décroissent d'amplitude avec la profondeur jusqu'au point où elles deviennent insensibles, et où la température reste invariable.

306. Échauffement des mers. — Sur les mers, les phénomènes sont un peu différents. Ici la masse est mobile et mauvaise conductrice. C'est surtout l'agitation des flots qui répartit, dans une couche très mince, la chaleur absorbée au voisinage de la surface. A côté de cet échauffement superficiel, il faut placer l'influence des grands courants froids et chauds dont nous savons que les océans sont le siège. Aussi tout ce qu'il est possible de dire de général sur ce sujet, c'est que sur les grands océans, la température va en décroissant avec la profondeur, à cause des courants polaires, mais va en décroissant d'une façon inégale, parce que ces courants ne coulent pas partout. En général, ce sont les plus grands fonds qui sont occupés par les eaux les plus froides. Quant aux mers fermées, comme la Méditerranée, au-dessous d'une couche superficielle plus ou moins chaude suivant la saison, on trouve, à 100 brasses de profondeur en moyenne, une couche dont la température constante est de 13°,5.

307. Couche à température constante. — En somme, qu'il s'agisse de la mer ou de la terre, il y a toujours, à une certaine profondeur, un point où l'action du soleil s'arrête, une couche au travers de laquelle aucune fraction de la chaleur solaire ne passe. Toute la chaleur que le soleil verse sur le sol et y fait pénétrer y est donc comme en magasin; elle est destinée à en sortir et à se perdre dans les espaces célestes, absolument comme si la terre n'existait pas. La présence de celle-ci, pas plus que celle des autres planètes, ne modifie la marche du rayonnement solaire qui se fait comme si le soleil était seul dans l'espace réservé à son action.

Toute la chaleur que nous utilisons à la surface de la terre y est donc en transit. Une partie sert à construire les tissus des êtres vivants, animaux et végétaux, et s'y immobilise temporairement. Une autre sert à produire de la vapeur d'eau et se retrouve lors de la condensation. Une troisième se traduit par une élévation de température et est destinée à partir par rayonnement. Mais toute cette chaleur aura servi avant de disparaître. La terre est un réservoir du jour pour la nuit, de l'été pour l'hiver. Il ne conserve rien de ce qu'on y verse pour l'alimenter, mais il en régularise le débit.

308. Échauffement de l'air. — Nous avons dit que c'est surtout par le sol que l'air s'échauffe. L'air n'arrête en effet en moyenne au passage (149) que le tiers de la chaleur solaire, dont les deux autres tiers arrivent au sol. Il est naturellement plus chaud que l'air pendant le jour, et il peut rester tel pendant la nuit, ou au moins pendant une grande partie de la nuit, pendant qu'il restitue la chaleur absorbée. Cependant, comme c'est une question d'équilibre, il est évident qu'elle ne se réglera pas toujours du même côté. Il pourra arriver que dans la nuit, l'air soit plus chaud que le sol. Cela pourra même arriver pendant le jour dans certaines conditions spéciales, par exemple sur un sol maintenu constamment à l'ombre par un mur ou par un versant montagneux, et qui sera alors chauffé par l'air qui aura emprunté sa chaleur au sol insolé environnant. Comme on le voit, tous les cas sont possibles, mais aucun n'a de valeur par lui-même, en dehors des circonstances où il se produit. C'est pour cela qu'il est inutile d'insister davantage.

309. Échauffement des végétaux. — Nous pouvons en dire autant au sujet de la température des végétaux. Sauf dans certaines fleurs, il n'y a pas là de chaleur propre, née des phénomènes chimiques qui se produisent dans l'être vivant. Tous les végétaux, quels qu'ils soient, sont chauffés de l'extérieur, comme le sol. Le pouvoir

absorbant de la chlorophylle favorise leur échauffement, l'évaporation et la transpiration le modèrent. Mais comme dans ceux qui sont herbacés, ou dans les feuilles des arbres, il n'y a pas de réserve possible, à cause du rapport énorme entre la surface et le volume, on comprend qu'ils puissent plus échauffer l'air que ne le fait le sol à leur voisinage pendant le jour, parce qu'ils emmagasinent moins, et cèdent tout de suite ce qu'ils absorbent. MM. Becquerel ont montré que dans un des marronniers du Jardin des plantes, l'air était plus chaud à la cime qu'à la même hauteur au-dessus du sol nu environnant. Il en est de même en général pour les arbres touffus, mais pendant la nuit, c'est l'inverse; c'est alors l'air, chauffé par la réserve du sol, qui est plus chaud en dehors de l'arbre. De même on comprend que pendant l'été la température soit plus grande au-dessus d'une forêt qu'à côté.

Dans un végétal présentant un certain volume. par exemple dans un gros tronc d'arbre, nous avons encore, en laissant de côté pour le moment la circulation de la sève qui est évidemment un agent de régularisation, des phénomènes analogues et régis par les mêmes lois. Le tronc des arbres est chauffé de l'extérieur. Les variations qu'il subit de ce fait sous l'influence du jour et de la nuit, de l'été et de l'hiver, vont en décroissant avec la profondeur, et ici encore il se forme une réserve, qui régularise la température du jour et de la nuit et, en cas de gelée, intervient pour modérer la profondeur à laquelle pénètre le gel. Enfin, pendant le jour et pendant l'été, il arrivera ordinairement que le tronc soit plus chaud, surtout sur sa portion exposée au soleil, que l'air à son voisinage; il pourra arriver aussi la même chose la nuit, à cause de la réserve; mais comme cette réserve est faible, elle agira d'une façon beaucoup moins énergique que celle du sol, et tous les cas sont possibles.

310. Température de l'air. — Ce que nous venons de dire montre de quelle infinie variété de combinaisons résulte la température de l'air dans un lieu donné. Si on

songe en outre que cet air est mobile, qu'il descend quand il est froid, qu'il remonte quand. il est chaud, et qu'il est constamment en mouvement, même dans les îlots des calmes, on comprend que s'il est un élément qui mérite de ne pas entrer en première ligne dans l'étude d'un climat, c'est la température de l'air. C'est pourtant une des quantités qu'on a le plus mesurées.

Une autre circonstance aurait dû décourager dans cette étude, c'est qu'il est à peu près impossible d'avoir la température vraie de l'air. On a la température exacte d'une masse de terre ou d'une masse d'eau, où le réservoir de chaleur est considérable, et où le thermomètre ne peut pas séjourner quelque temps sans se mettre en équilibre absolu de température avec les couches qui l'entourent. Avec l'air, cet équilibre n'est jamais réalisé. L'air est un réservoir de chaleur très médiocre, à cause de sa faible densité, et ne fournit qu'avec lenteur au thermomètre la chaleur que celui-ci lui réclame pour s'élever à son niveau. Aussi le thermomètre est-il en retard quand il s'échauffe, et marque une température trop basse lorsque l'air est plus chaud que lui. Par suite du même mécanisme fonctionnant en sens inverse, il marque une température trop haute lorsque l'air est plus froid que lui. A ces causes d'erreur s'en ajoute une autre, qui n'existe pas lorsque le thermomètre est plongé dans un solide ou un liquide : c'est l'influence du pouvoir émissif du thermomètre. La température qu'il marque est celle de l'équilibre entre ses causes de réchauffement et celles de refroidissement. Or, ces causes sont doubles, et proviennent de la conductibilité et du rayonnement. La conductibilité ne fonctionne, si le thermomètre n'est pas appliqué contre un mur, qu'entre l'air et le thermomètre, et c'est la seule influence qui devrait entrer en jeu. Mais ce thermomètre rayonne dans tout l'espace environnant, avec une puissance qui dépend de l'état de sa surface et de sa température; il reçoit ou perd, suivant les cas, plus de chaleur que la masse d'air qu'il a remplacée dans la position qu'il occupe. On peut donc dire que si le thermomètre

marque avec précision sa température, il ne marque avec précision que cela, et ne donne la température de l'air, quand on la lui demande, qu'avec une approximation, tantôt positive, tantôt négative, qui rend bien illusoires les lectures au centième de degré et même les lectures au dixième.

En somme, si sur les millions de nombres recueillis jusqu'à présent, il y en a quelques-uns exacts, on ne sait où ils sont, et c'est comme s'ils n'existaient pas. Il est donc prudent de ne demander au thermomètre que des indications générales, et de le faire passer au dernier rang des instruments météorologiques, après l'avoir laissé trop longtemps au premier. Pour faire une lecture de température de l'air dans un observatoire, on prendra un thermomètre abrité sous un édifice léger, où le vent et l'air circulent facilement, où le rayonnement solaire ne se fasse pas sentir, où les conditions de rayonnement du thermomètre restent à peu près constantes. En plein champ, on emploiera de préférence le procédé recommandé par Arago, d'adapter le thermomètre à une ficelle et de le faire tourner comme une fronde. On le met ainsi en contact avec une masse d'air plus considérable que s'il était en repos, et on atténue, si on ne la fait pas disparaître, la première des causes d'erreur que nous signalions tout à l'heure. A la condition de ne pas trop demander aux nombres ainsi obtenus, on pourra tabler sur leur exactitude.

311. Moyennes thermométriques. — Mais quand on les a recueillis, survient une autre difficulté, c'est celle de les mettre en œuvre. Si on cherche la façon dont ils varient aux 24 heures de la journée, on constate que chaque jour et chaque nuit ont leur physionomie propre. Il n'y a pas eu sûrement, depuis que le monde est monde, deux jours qui se soient ressemblés complètement, et ceci est encore plus vrai pour la température que pour les autres éléments météorologiques, à cause de l'infinie variété des circonstances qui l'influencent. Qu'a-t-on fait alors? Pour

voir quelle était en moyenne la marche de la température pendant la journée, on a supprimé l'accident en faisant la moyenne d'un grand nombre de lectures horaires faites à différents jours et à différentes saisons, et avec ces moyennes horaires, on a reconstitué un jour fictif qui n'a aucun intérêt, parce qu'il ne correspond à rien de réel. Ce jour fictif n'est du reste pas naturellement le même partout. Il varie avec la latitude. Sous les tropiques, le thermomètre varie peu le jour et la nuit, et d'un bout à l'autre de l'année marque à peu près la même température. L'oscillation est au contraire marquée dans les régions tempérées. Les moyennes atténuent ces différences, mais ne les font pas disparaître. Nous pourrions de même faire intervenir l'altitude, le voisinage ou l'éloignement de la mer, l'exposition, etc. Pour un même lieu, la différence de température sera plus marquée dans l'îlot des calmes que dans le courant équatorial. Les jours moyens devront donc avoir des allures différentes dans ces deux situations. En somme, cette manière de mettre en œuvre les matériaux fournis par l'étude du thermomètre, remplace par des nombres fictifs, mais qui restent très nombreux et très particuliers, les nombres à peu près réels relevés par l'observation.

De cette triture des chiffres on a pourtant tiré une conclusion de nature à diminuer la peine des météorologistes. Elle est relative à l'établissement de la température moyenne. On peut appeler ainsi, *par convention*, la moyenne des lectures horaires de 24 heures. On n'a pas tardé à voir que pour l'obtenir approximativement, point n'était besoin de faire des observations d'heure en heure, et qu'il suffisait de prendre la moyenne du maximum ou du minimum de la journée, ce qui fait deux lectures au lieu de 24, et d'autant plus faciles à faire que des thermomètres à maxima et à minima les conservent écrites jusqu'au moment où l'observateur vient les relever. On peut aussi espacer trois, quatre, six observations sur la durée totale de 24 heures, en les mettant à des heures indiquées par l'expérience, et telles que

leur moyenne représente exactement la moyenne définie ci-dessus.

Par l'une quelconque de ces méthodes, on a la moyenne de 24 heures, chiffre évidemment très abstrait, puisqu'il ne conserve le souvenir ni du jour ni de la nuit, ni des mille accidents qui ont pu survenir. Avec ces températures moyennes journalières, on a fait des températures moyennes mensuelles, puis annuelles, c'est-à-dire qu'après avoir constitué tout à l'heure les jours fictifs dont nous avons parlé, on constitue maintenant des saisons et des années fictives. Ce ne serait encore rien si on arrivait à la simplification ou à l'unité, mais chaque pays a ses saisons ou son année fictive. Les différences entre ces saisons ou ces années sont moins prononcées, cela va sans dire, qu'entre les jours correspondants, car au bout d'une longue période, tout s'équilibre peu à peu. Mais les conclusions qu'on peut déduire de cette longue étude, quand on veut s'abstraire du domaine des faits particuliers, ne sont pas autres que celles que nous connaissons déjà. On voit par exemple que, pour les stations placées au bord de la mer, la différence entre la température moyenne de l'hiver et de l'été, ou entre les extrêmes de température dans ces deux saisons, est plus faible qu'à l'intérieur des continents, et à l'époque où on n'avait pas pénétré les grandes causes qui influent sur le climat, on avait distingué à ce point de vue ce qu'on appelait les *climats marins* et les *climats continentaux*. Depuis qu'on est mieux renseigné, ces deux expressions paraissent défectueuses. Le climat d'une région est bien plus sous l'influence des courants marins ou aériens qui y aboutissent que de sa situation au bord de la mer ou dans l'intérieur d'un continent. A la même latitude, Boston et Oporto, qui sont tous deux au bord de la mer, Québec et Paris, qui en sont à peu près à la même distance, n'ont pas du tout le même climat.

Ici encore, la meilleure manière de tirer parti de ces observations de températures minima, maxima, ou de leur moyenne, est de les rapprocher des circonstances météoro-

logiques dans lesquelles elles ont été observées. La figure 169 représente par exemple la distribution des températures

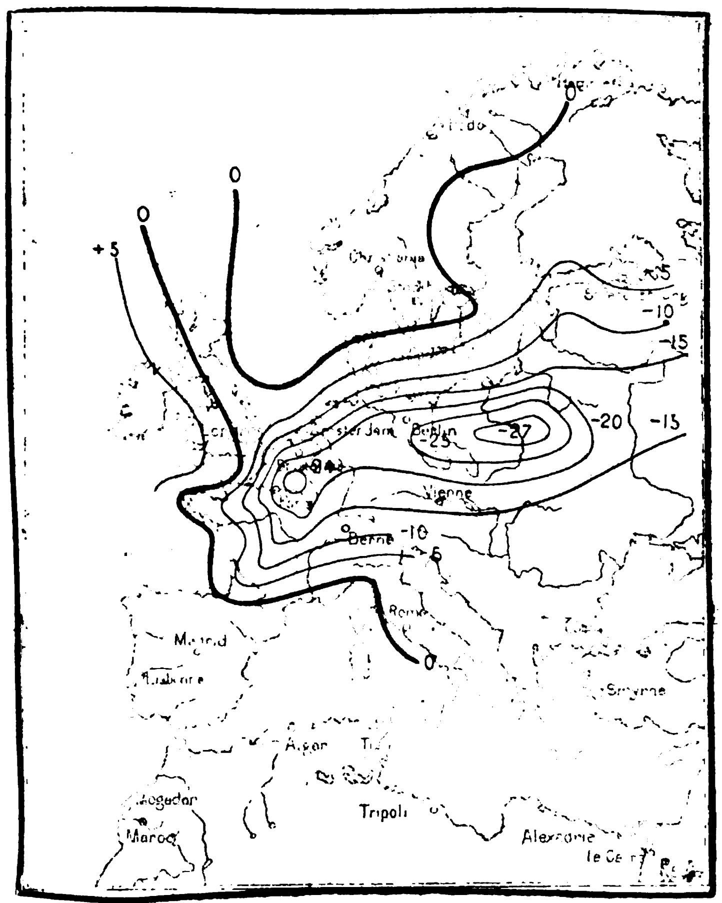


Fig. 169. *Isothermes du 9 décembre 1879.*

Cette figure est à rapprocher de la figure 170 qui donne les isobares du même jour. On voit que l'Europe continentale est couverte par l'îlot des calmes, et que dans cet îlot, qui repose depuis quelque temps à la surface du sol, la température va en décroissant des bords de l'îlot vers son centre, où elle atteint, sous l'influence combinée de l'altitude du sol et de son rayonnement nocturne au travers de l'air limpide de l'îlot, des niveaux très bas, — 24° à Paris, — 27° à Varsovie. Remarquons aussi le parallélisme des isobares et des isothermes.

moyennes, de ce que nous allons bientôt apprendre à connaître sous le nom d'isothermes, à la surface de l'Europe le

9 décembre 1879, au moment ou ce continent était recouvert par l'îlot des calmes représenté dans la figure 170. En com-

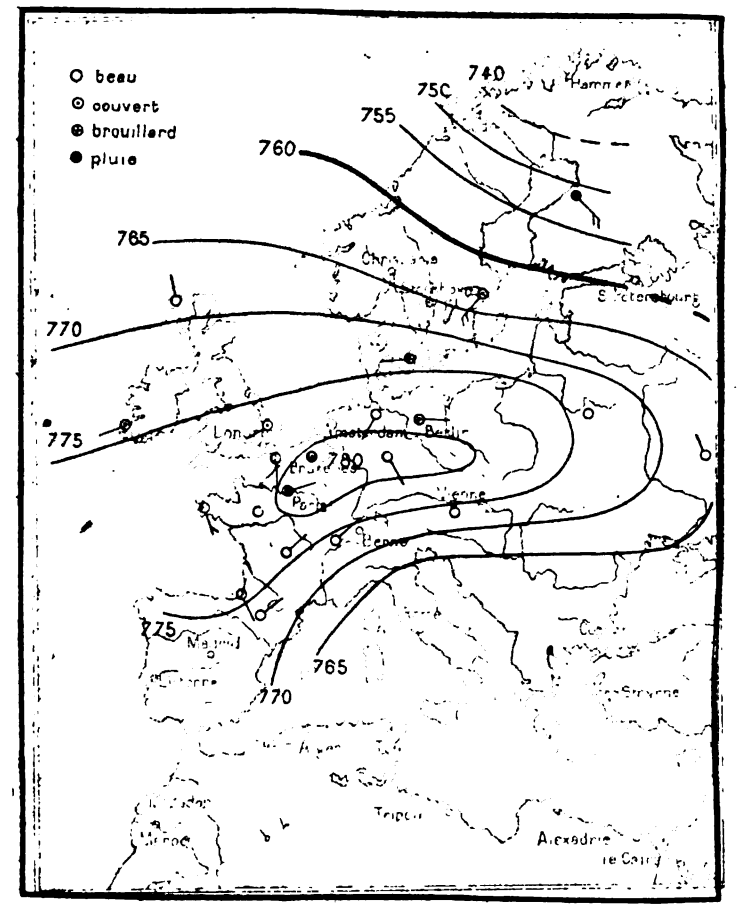


Fig. 170. *Isobares du 9 décembre 1879.*

Le courant équatorial traverse le Nord de l'Europe, apportant des neiges à Bodo et à Christiansund, et des vents d'Ouest et de N.-W. sur tout le Nord de la Russie. L'Europe centrale est couverte par un îlot de calmes, qui laisse partout les vents faibles et indécis, et partout aussi, sauf dans un petit nombre de stations couvertes par le phénomène local du brouillard, le ciel pur ou à peine nuageux. A signaler pourtant une petite chute de neige à Florence. Mais la neige dépend d'une question de distribution des températures sur laquelle la comparaison des deux figures 169 et 171 renseigne suffisamment.

parant les deux figures, on voit bien le parallélisme général des isobares et des isothermes, et la décroissance de la tem-

pérature des bords de l'îlot vers le centre, à mesure que le ciel devenait plus pur et permettait un rayonnement plus

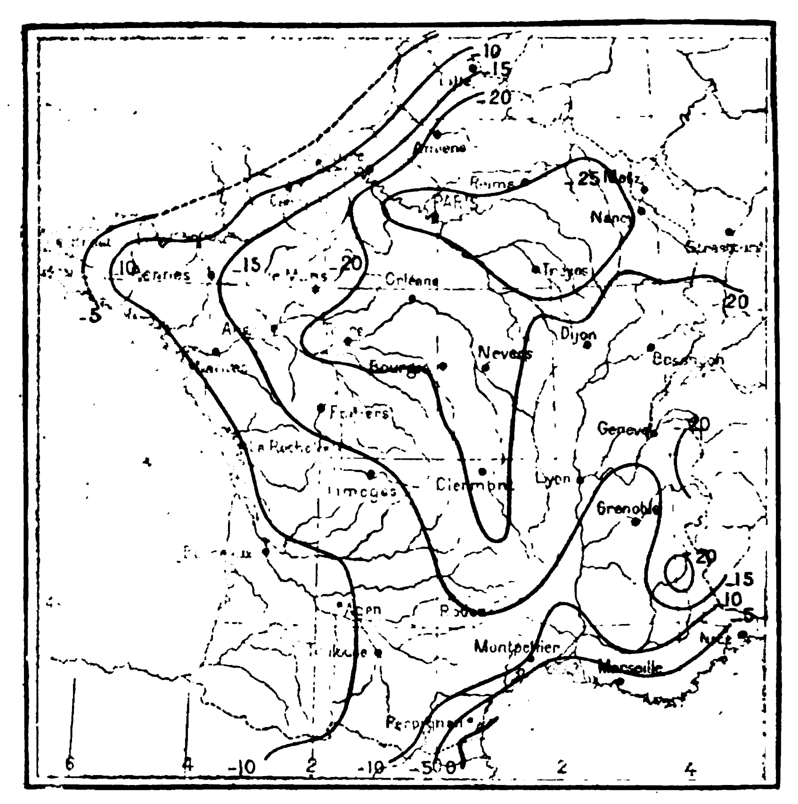


Fig. 171. *Répartition des températures minima observées en France dans la nuit du 9 au 10 décembre* 1879.

La rigueur du froid n'a pas beaucoup dépassé celle de décembre 1871.

Le 9 décembre 1879, on a observé — 21°,5 à l'Observatoire de Paris, sur le thermomètre qui, au même endroit, avait marqué — 21°,8 le 10 décembre 1871.

Le 10 décembre 1879 la température minimum qui était de — 25° à Clermont, n'était que de — 16°,5 au sommet du Puy-de-Dôme. Cette interversion est fréquente quand le sol est couvert par l'îlot des calmes, parce que le sol se refroidit beaucoup plus que l'air par rayonnement, et refroidit davantage l'air à son contact dans la plaine que sur le sommet d'une montagne. L'interversion est surtout sensible lorsqu'il persiste dans les hautes régions de l'atmosphère des restes du passage du courant équatorial, comme c'était ici le cas.

intense. De même la figure 171, qui donne les minima de température sur la France dans la nuit du 9 au 10 décembre 1879, met bien en évidence, quand on la compare avec

les précédentes, l'effet du refroidissement nocturne qui fait baisser les températures partout, sauf au voisinage de la mer, où l'influence régulatrice des masses d'eau maintient en place l'isotherme de 0°.

312. Variations à longue période. — Il y a pourtant un point à propos duquel ces moyennes reprennent leur importance et qui, même, ne peut être convenablement étudié sans elles; ce sont les variations à longue période qui peuvent survenir dans le climat d'un pays. Il serait par exemple très intéressant de savoir si, depuis un siècle, la température moyenne de l'année a changé à Paris. Malheureusement, d'après M. Renou, toutes les anciennes observations ou à peu près sont fautives, à cause de graves défauts dans l'installation des thermomètres, d'erreurs de graduation des instruments ou d'autres causes. En appliquant à tous les nombres obtenus depuis 130 ans une critique très sévère qui a dû en éliminer les plus grosses imperfections, et fondre les autres dans la moyenne, M. Renou a pu tracer pour la température moyenne des divers jours de l'année la courbe ci-jointe (fig. 172), dont la régularité avertit tout de suite qu'elle est en grande partie schématique, mais qui n'en est pas moins intéressante à consulter. On y voit par exemple que le jour le plus chaud est le 18 juillet, et le plus froid le 10 janvier. Les jours dont la température moyenne est aussi la moyenne de l'année (10°,6) sont le 18 avril et le 18 octobre. Cette courbe révèle en outre des anomalies régulières et par là singulières. En outre du minimum du 10 janvier, il y en a un autre le 20. Le froid s'accentue presque tous les ans le 11 février et le 11 mars, et d'une façon un peu moins régulière le 10 mai, c'est-à-dire au moment de ce que la tradition populaire appelle les *saints de glace*. Cette remarque des saints de glace semble récente. En revanche il ne reste plus rien sur la courbe de l'ancienne tradition de l'été de la Saint-Martin. M. Renou pense qu'il a disparu. Tous ces résultats sont en ce moment inexplicables pour nous, ce qui prouve que le

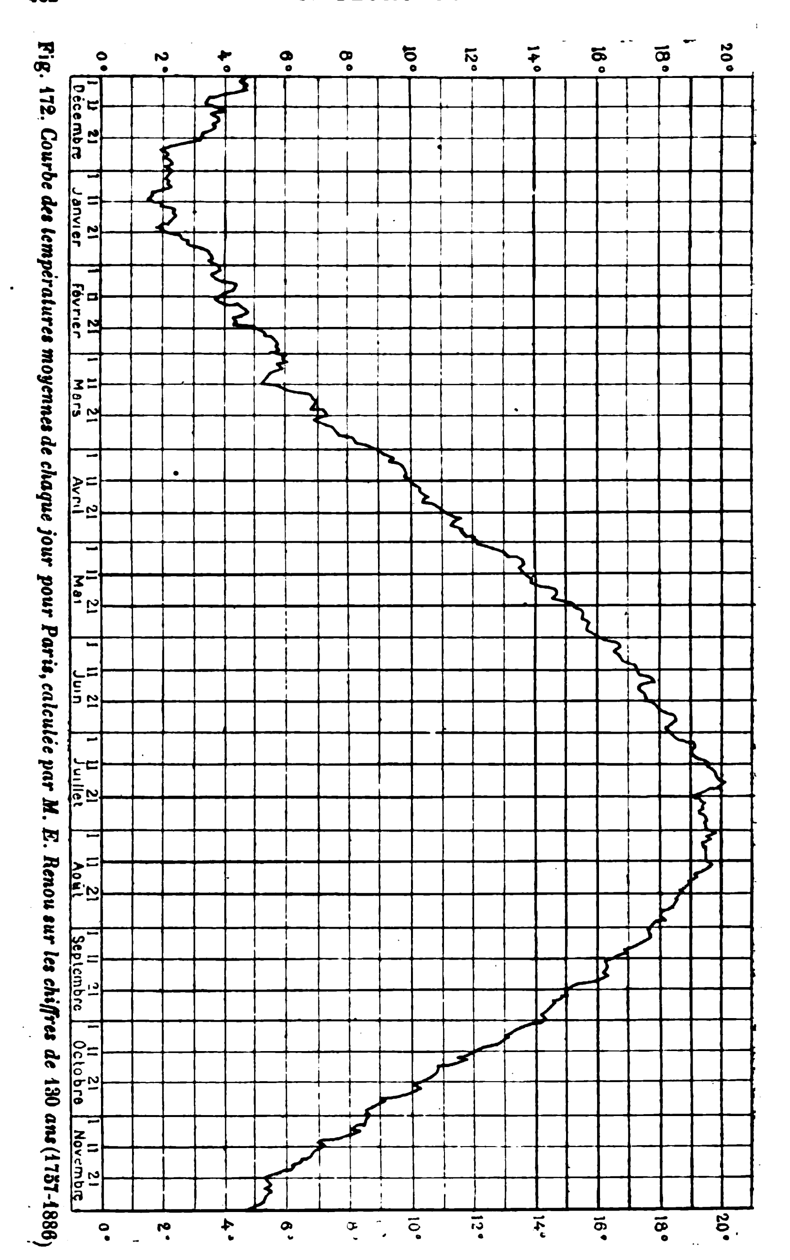


Fig. 172. *Courbe des températures moyennes de chaque jour pour Paris, calculée par M. E. Renou sur les chiffres de 130 ans* (1757-1886).

réseau dans lequel nous nous efforçons de renfermer tous les phénomènes météorologiques a encore ses mailles très larges, et laisse échapper beaucoup de faits.

Un dernier point est à viser. La température moyenne de l'année est-elle variable? C'est là une question à laquelle on ne pourra répondre d'une façon précise d'ici à longtemps, et sur laquelle il ne nous est encore permis que de faire des conjectures. Certains météorologistes pensent que les changements dans le caractère des saisons, changements que traduisent au bout de quelques années les instruments météorologiques, ou qui se retrouvent, sans doute légèrement exagérés, dans la mémoire des vieillards, ont le caractère périodique et se fondraient dans une moyenne portant sur un nombre d'années assez grand. On ne voit pourtant pas *a priori* pourquoi les modifications de climat, dont les couches géologiques portent la trace irrécusable, ne se poursuivraient pas à travers notre époque, avec la lenteur qu'elles ont toujours eue, mais avec la continuité que commande la continuité des causes astronomiques, physiques et météorologiques, que nous avons vu entrer en jeu comme facteurs d'un climat. L'époque glaciaire n'est pas loin de nous, et le climat des diverses parties du globe n'était sûrement pas alors ce qu'il est maintenant. Il faut donc peut-être renoncer à l'opinion que ce climat est chose invariable. Comme nous l'avons vu, il est sous la dépendance de causes astronomiques dont quelques-unes, telles que la précession des équinoxes, ont des variations pluriséculaires, et de causes physiques, dont nous avons essayé de mettre en lumière le caractère instable. Calculer la résultante définitive de toutes ces actions diverses et la loi générale à laquelle elle obéit est encore hors de notre portée, mais on peut dire au moins que tout ce qui précède conclut à l'instabilité du climat des divers points du globe.

CHAPITRE XXX

ISOTHERMES ET CLIMATS AGRICOLES

313. Lignes isothermes. — Après avoir réuni la masse énorme de documents qu'exige l'établissement d'une température moyenne du jour, du mois, de l'an, pour un grand nombre de stations dispersées sur tous les points du globe, on comprend que les météorologistes aient eu le souci de les utiliser. Depuis Humboldt, on les a employés à dessiner à la surface de la terre, et d'une manière de plus en plus précise, des *lignes isothermes*. Une isotherme passe par tous les points du globe qui ont la même température moyenne de l'année, température qui est le degré de l'isotherme. Ce tracé suppose, cela va sans dire, l'exactitude des nombres trouvés, et qui n'ont pas tous la même valeur. Mais il se heurte à une bien autre difficulté.

La température moyenne de deux lieux voisins varie naturellement avec leur différence d'altitude, et décroît à mesure qu'on s'élève. Si on prend tels quels les nombres fournis par les observations, les isothermes formeront des lignes continues et fermées autour de chaque massif montagneux, et la carte deviendra inextricable. C'est une question de savoir s'il n'aurait pas mieux valu lui laisser ce caractère. Faite à grande échelle, pour éviter la confusion des lignes, elle aurait eu l'avantage de représenter la réalité. Mais les grandes lignes de la distribution des températures eussent disparu, et c'était elles qu'on cherchait. Il a fallu se résoudre à éliminer l'influence de l'altitude, pour ne plus laisser paraître que les autres. Malheureusement cette élimination ne se fait pas sans difficulté.

La température décroît avec la hauteur, nous l'avons dit. De plus, comme il s'agit de températures moyennes, résultant d'un très grand nombre de lectures thermométriques, on peut considérer comme supprimées toutes les irrégularités qui proviennent de la distribution inégale, à un moment donné, de la chaleur dans l'atmosphère. Elles se corrigent les unes les autres, et l'effet moyen subsiste seul. Si, avec ces chiffres moyens, la température décroissait régulièrement avec la hauteur, il suffirait, pour faire la correction d'altitude, de déterminer une fois pour toutes la variation de température pour 100 mètres de hauteur, et d'ajouter à la température observée du lieu la valeur de cette variation, déduite de l'altitude. C'est ainsi en effet qu'ont été obtenues les températures *réduites au niveau de la mer*, qui servent à tracer les isothermes.

Mais il est clair, *a priori*, que la loi de variation de la température avec l'altitude n'est pas partout la même pour le même lieu. Suivant qu'il sera sur le flanc Nord ou le flanc Sud de la montagne, qu'il sera recouvert pendant des saisons entières par le courant équatorial ou par l'îlot des calmes, qu'il sera placé sur un sol nu ou voisin de forêts, le décroissement de température variera avec la hauteur. Pour Helmholtz, il y a une décroissance de 1° par 180 mètres de hauteur en été, et pour 240 en hiver, ce qui donne en moyenne 210 mètres pour l'année entière. Muhry abaisse ce chiffre à 200, Martins à 180, et tout le monde peut avoir raison suivant les circonstances.

Lorsqu'il s'agit de vastes surfaces comme celle du globe, le chiffre de réduction adopté ne change pourtant guère les résultats, et on trouvera dans la figure 173 le tracé des isothermes. Je n'y ferai remarquer que quelques points.

En premier lieu l'équateur thermique qu'on y trouve tracé n'est pas une isotherme, car c'est la ligne qui passe par ceux des points du globe dont la température est la plus élevée. Si on avait voulu y faire figurer l'isotherme du degré le plus élevé qu'on puisse tracer, celle de 27°,5, il aurait fallu la faire s'entr'ouvrir en boucle pour laisser dans son inté-

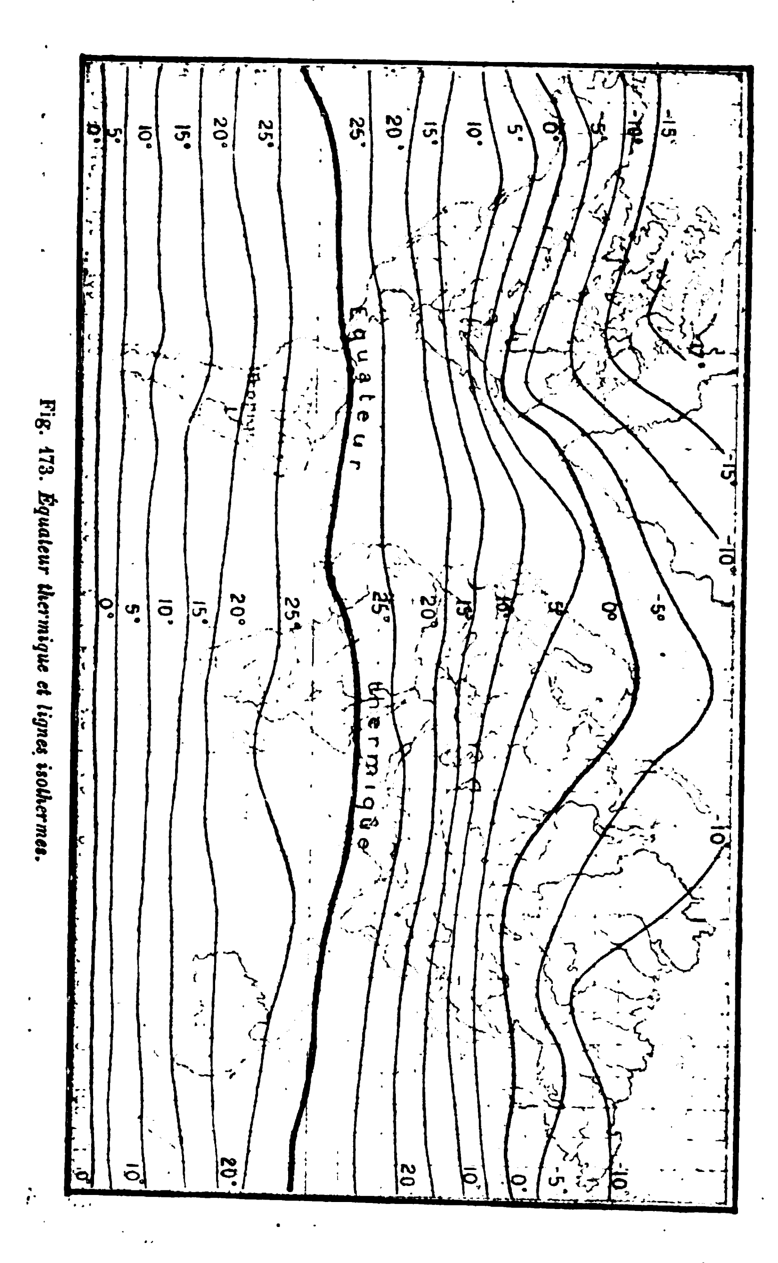


Fig. 173. *Équateur thermique et lignes isothermes.*

rieur des régions à température plus élevée. Mais ces régions, de même que le tracé général de l'isotherme de 27°,5, et par suite celui de l'équateur thermique, sont presque en entier dans l'hémisphère Nord. Ceci confirme et précise ce que nous savions, que cet hémisphère est plus chaud que l'autre.

Au Nord et au Sud de l'équateur, les isothermes s'étagent par degrés décroissants en restant à peu près parallèles à l'équateur dans l'hémisphère Sud, où les terres sont rares. Dans l'hémisphère Nord, les allures sont beaucoup plus tourmentées, et on reconnaît d'une manière générale que les isothermes remontent beaucoup vers le Nord sur les mers et semblent par suite s'abaisser sur les continents. Le fait est très marqué sur l'isotherme de 0° dans l'Atlantique et le Pacifique. Nous n'avons pas le droit d'être surpris de ce fait, car nous en connaissons les causes : c'est l'influence des courants marins, *Gulf-stream* et *Kuro-Siwo*.

314. Pôles de froid. — En supposant que nous projetions les isothermes sur l'équateur, nous verrions celles de l'hémisphère Sud dessiner des lignes à peu près circulaires et parallèles aux latitudes, tandis que celles du Nord subiraient, au voisinage de l'Atlantique et du Pacifique, qui se font face des deux côtés du pôle, deux étranglements très marqués dans l'isotherme de 0°. L'étranglement s'accuse encore plus dans les isothermes de degré inférieur, finit par donner un 8, dans chacune des boucles duquel de nouvelles isothermes s'étagent, de sorte qu'on trouve dans l'hémisphère Nord, non pas un, mais deux points dont la température est inférieure à celle des régions voisines, un ou deux *pôles de froid* qui, sans doute, ne sont pas immobiles, mais qui ne semblent jamais se confondre avec le pôle géographique. L'un est en Asie, au Nord de Yakutsk, avec une température moyenne de — 17°, et une température moyenne en janvier de — 40°. L'autre est voisin de l'archipel de la Nouvelle-Sibérie, avec — 19° de température moyenne. Le pôle terrestre est plus chaud que ces deux points. L'est-il assez pour qu'il y ait une mer libre? C'est une question qu'il est difficile

de décider, et qui d'ailleurs est plutôt du domaine de la géographie physique que du nôtre.

315. Isothères et isochimènes. — Jusqu'ici, ces isothermes, tracées avec tant de peines, n'ont fait que traduire en chiffres, malheureusement approximatifs, des notions que nous possédions déjà; de Humboldt avait évidemment espéré agrandir leur domaine en les faisant intervenir dans l'étude de la végétation. Il est clair que la température, envisagée comme résultante d'un grand nombre de phénomènes météorologiques, commande un peu le changement des flores et des faunes. Il est sûr qu'au pôle ne pourront vivre que des végétaux collés à la terre, et bénéficiant immédiatement du peu de chaleur qu'elle absorbe quand elle voit le soleil; que l'équateur, au contraire, sera la patrie des végétaux s'élançant ou même vivant uniquement dans l'air, qui, là, est humide et chaud. Mais si on veut sortir de ces considérations, banales à force d'être évidentes, et les préciser, on s'aperçoit qu'elles n'ont presque rien à faire avec les isothermes, parce qu'un végétal quelconque ne se préoccupe guère de ce qu'on appelle température moyenne; il connaît les grands froids qui le font périr, les grandes chaleurs qu'il supporte malaisément et qui le tuent aussi. Or, grandes chaleurs et grands froids disparaissent quand on prend la température moyenne qui sert au tracé des isothermes [1].

Pour serrer le problème de plus près, on a essayé de substituer au tracé des isothermes celui des courbes d'égale température des six mois d'été ou *isothères*, et d'égale température des six mois d'hiver ou *isochimènes*. Ces courbes sont plus tourmentées d'allure que les isothermes. L'influence des grands continents y apparaît mieux. Les isothères remontent beaucoup vers le Nord, quand elles rencontrent la terre, qui s'échauffe notablement plus que la mer pendant

1. De Humboldt a fait remarquer lui-même que les côtes tempérées de la Bretagne se trouvent sous la même ligne isotherme que Pékin, où l'été est plus chaud qu'au Caire et l'hiver plus froid qu'à Upsal.

l'été. Par contre, elles s'abaissent sur les mers. C'est exactement le contraire de ce que font les isochimènes, parce que l'hiver la mer est plus chaude que le continent. Le contraste serait encore plus marqué si nous avions particularisé davantage, et comparé, par exemple, comme on peut le faire dans les figures 174 et 175, les isothermes du mois le plus chaud et du mois le plus froid, de juillet et de janvier. Les courbures de l'isotherme de juillet sur la terre et la mer sont plus marquées et sensibles sur des terres étroites, comme la Norvège. Les isothermes de janvier, au lieu d'être parallèles à l'équateur, sont repliées presque du Nord au Sud sous l'influence du Gulf-stream.

Mais encore une fois, nous ne retrouvons que la traduction par un chiffre de causes que nous connaissons. Quant au bénéfice pour l'étude de la végétation, il est encore nul, ou à peu près. Les végétaux ne sont pas insensibles à la température moyenne de l'hiver et de l'été. Mais en dehors de ces besoins généraux de chaleur et de froid, ils ont tous une période critique : germination, floraison, fructification, pendant laquelle les circonstances atmosphériques exercent une influence marquée. Que cette période soit favorisée par le temps, le végétal pousse ; qu'elle soit contrariée régulièrement pendant quelques années, le végétal souffre et disparaît; or, cette période s'efface dans la moyenne de six mois. On ne pourrait la mettre en évidence que par des moyennes de quinzaine. Mais alors l'influence de l'accident intervient, les documents se multiplient, et la belle simplicité qu'on avait espéré introduire avec l'étude des isothermes fait place à la confusion. Il faut consacrer à chaque végétal une étude particulière. C'est de la botanique, ce n'est plus de la météorologie.

316. La croissance d'un végétal n'est pas seulement une question de température. — Mais il faut aller chercher plus loin le vice profond de ces tentatives et la cause qui les a fait échouer. C'est qu'il est évident que les questions de croissance et d'existence d'un végétal ne

sont pas seulement des questions de température, ce qui revient à dire que les radiations calorifiques du spectre ne

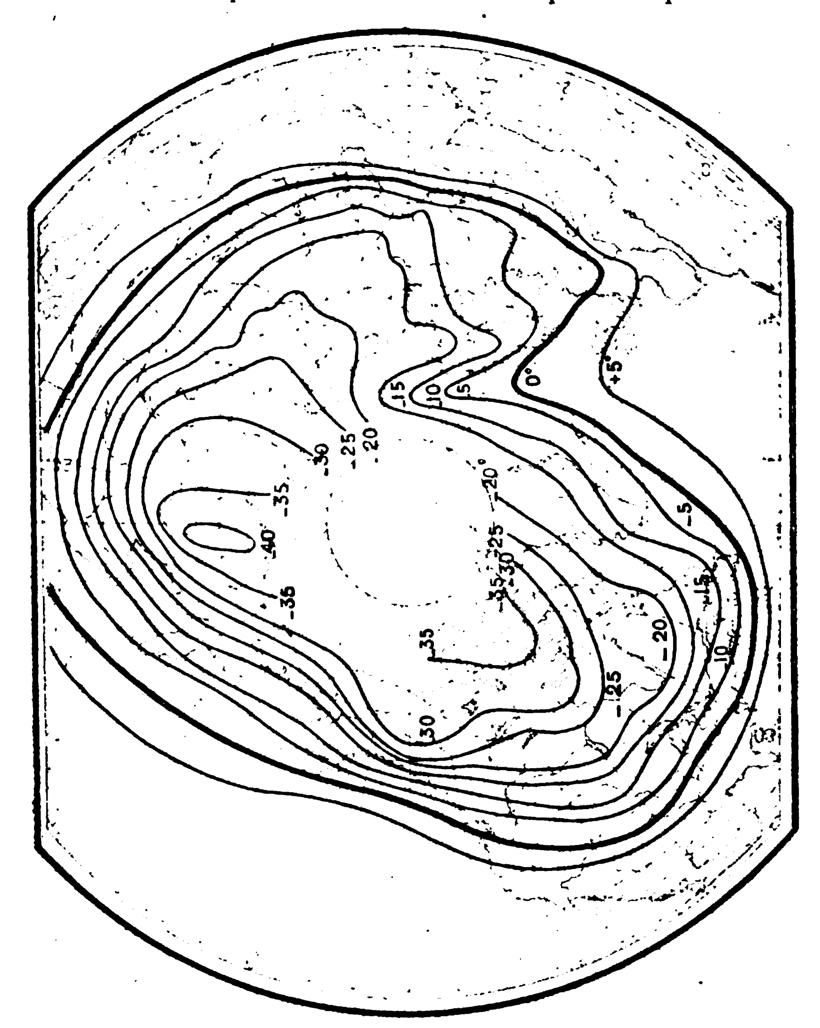


Fig. 174. *Isothermes de janvier, d'après Kiepert.*

sont pas seules à intervenir dans la végétation. La lumière y joue son rôle, les actions chimiques aussi. Tant qu'on a ignoré leur intervention et le mécanisme de leur action,

tant qu'on a pu supposer qu'elles restaient proportionnelles aux actoins calorifiques, on a pu donner aux indications du

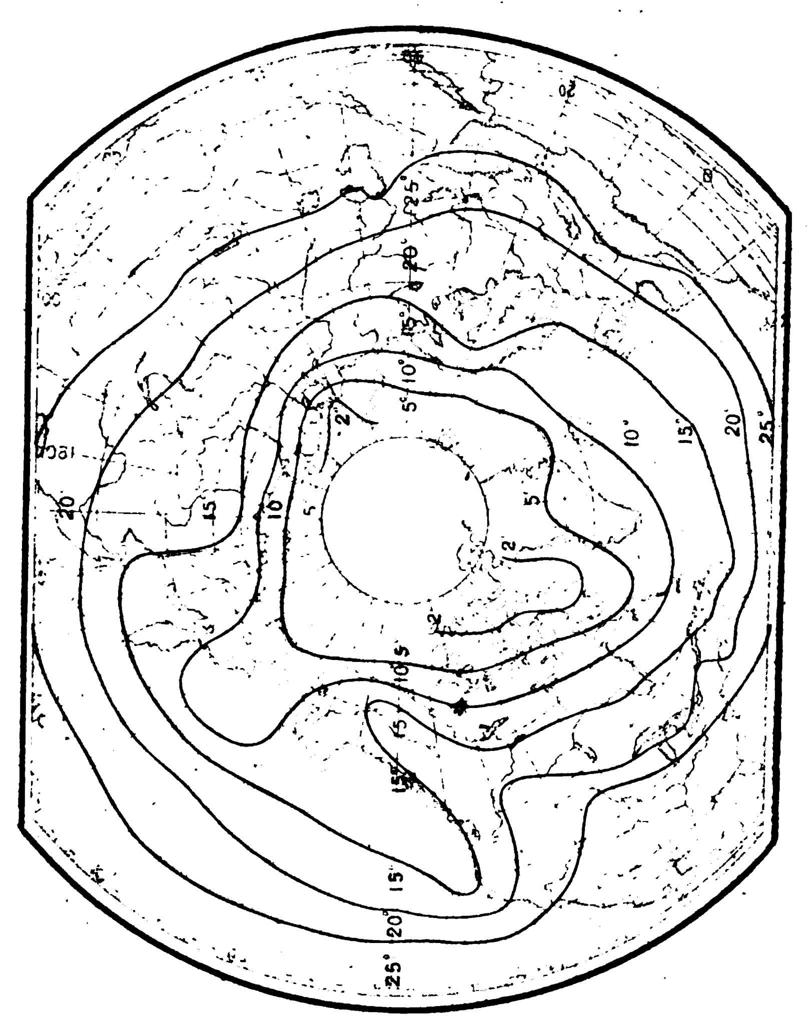


Fig. 175. *Isothermes de juillet, d'après Kiepert.*

thermomètre une importance excessive, et croire fermement aux isothermes, isothères et isochimènes. Cela ne nous est plus permis aujourd'hui.

L'expérience s'est chargée, du reste, de faire évanouir les espérances mises dans cette étude. On a fini par se borner à chercher une relation entre une de ces catégories de lignes, et les limites Nord et Sud de certains végétaux croissant en liberté, limites qui, tout en courant parallèlement à l'équateur, manifestent des inflexions comme les isothères et les isochimènes. Mais on n'a pas réussi. On pouvait le prévoir en remarquant que les limites Nord de différents végétaux ne sont même pas parallèles entre elles. Ainsi, celle du houx coupe celle du hêtre, celle de l'olivier coupe celle de l'oranger. On se trouve donc encore ramené à l'étude individuelle de chaque végétal, c'est-à-dire à la botanique. Ce serait bien pis si nous nous adressions à des végétaux cultivés, où les influences sont encore plus complexes.

317. Somme des températures de végétation. — En présence de ces insuccès, on a essayé d'une autre voie dans laquelle chaque espèce végétale est envisagée à part, mais où on se demande si sa culture n'aurait pas les mêmes besoins généraux, dans quelque région qu'elle soit faite, et en particulier si ses besoins calorifiques ne seraient pas constants. Dans ce but on a fait pour chaque plante le total des températures subies depuis l'ensemencement ou la plantation jusqu'à la récolte, et on a cherché si tous ces totaux, mesurés dans divers pays, étaient identiques. On espérait fondre ainsi, dans une mesure unique, les différences dans les saisons, dans le nombre de jours de végétation, et ne plus laisser debout que les influences provenant du végétal lui-même. De toutes les tentatives très nombreuses faites dans cette direction, nous ne retiendrons que la plus intéressante, celle qui se résume par les nombres réunis par M. Tisserand dans un voyage.

Au sujet du blé de printemps, la colonne *a* du tableau suivant donne le nombre de jours écoulés entre la semaille et la récolte de ce blé pour divers pays, caractérisés par leur latitude; la colonne *b* le nombre d'heures de jour de végétation, car les jours devenant plus longs à mesure qu'on

monte vers le Nord, il était nécessaire de tenir compte de cette variation; la colonne *c* donne le produit de ce nombre d'heures par la température moyenne.

	Latitude.	Temp. moy.	*a*	*b*	*c*
Alsace	48°,30′	»	145	1,996	29,900
Christiania	59°	»	»	1,795	29,648
Halsnö	59°,30′	6°,3	133	2,187	28,430
Bodö	67°	3°,6	121	2,376	26,848
Strand	68°	2°,9	115	2,472	26,944
Skibotten.	69°,30′	2°,3	114	2,486	26,600

Plusieurs choses sont à remarquer dans ce tableau.

En premier lieu, le nombre de jours de végétation d'une même espèce cultivée diminue à mesure que la latitude augmente. Cette diminution semble une loi générale, ainsi qu'il résulte des nombres ci-dessous, fournis par M. Arnell, pour la durée de la végétation de divers végétaux en Suède ou en Laponie.

	Suède méridionale.	Suède moyenne.	Laponie.
Orge.	117 jours	92 jours	89 jours.
Avoine.	115 —	104 —	
Pois.	118 —	103 —	

Ces différences tiennent-elles à la plante, ou au climat, ou à la fois aux deux? Pour le savoir, il n'y a qu'à porter dans le Nord, comme l'a fait M. Tisserand, du blé de nos pays, de semer chez nous du blé de Norvège, et de voir si ces plantes se comportent comme les plantes acclimatées au pays. On a constaté qu'il n'en est jamais ainsi, que le blé de Norvège est en avance chez nous sur le blé de pays, le nôtre en retard en Norvège sur le blé acclimaté. D'autres plantes se comportent de même. Il y a donc une part d'influence qui tient à la plante et à ses qualités héréditaires, et nous voilà forcés d'aller dans notre étude plus loin que l'espèce, d'arriver jusqu'à la variété. Cette simple remarque met tout de suite hors de portée cette uniformité qui était la seule raison d'être de notre tentative. Poursuivons pour-

tant, car si les jours de végétation [redacted], ils deviennent plus longs. La compensation peut donc s'[redacted] et même, comme le montre le tableau de M. Tisserand, [redacted] plus que faite, puisque le nombre d'heures de lumière aug[redacted] avec la latitude (135).

Mais la température moyenne diminue. Faisons le produit correspondant à la colonne *c*; on voit qu'il y a réellement une décroissance à mesure qu'on s'avance vers le Nord. Nous n'arrivons donc pas à l'uniformité. Et pourtant, la plante avait été très bien choisie pour cette étude. Comme on la sème au printemps, on se trouve affranchi, avec elle, de la difficile question du calcul des températures pendant les mois d'hiver, lorsqu'on ne sait s'il faut les faire compter, sous prétexte que la plante vit et en profite, ou les laisser de côté, sous prétexte qu'elle est alors dans une période de sommeil et de repos. C'est qu'il y a dans ce mode de calcul, et dans tous ceux qu'on a essayé de lui substituer, des incertitudes dont nous ne ferons que viser quelques-unes.

318. Incertitudes du mode de calcul. — La première est celle de savoir où il faut placer le zéro des températures. Il n'y a *a priori* aucune raison pour le confondre avec le zéro du thermomètre, qui, au point de vue de la plante, est un zéro tout à fait artificiel. Le blé ne germe pas à 0°. Ce n'est guère qu'à 6° qu'il pousse. Il semblerait donc qu'il ne faille compter pour lui les températures utiles qu'au-dessus de 6°. De même, pour chaque plante, il faudrait trouver un zéro spécial qui, du reste, pourrait très bien n'être pas le même aux diverses époques de la culture. Première difficulté. Si on la néglige, incertitude; si on cherche à en tenir compte, confusion.

Une seconde vient de ce que l'on admet que l'effet utile d'une température est proportionnel à son degré, et qu'une température de 20°, en supposant que le zéro du thermomètre soit celui de la plante, *pousse* deux fois plus vite la plante qu'une température de 10°. Ceci est en désaccord avec ce que nous savons sur la physiologie végétale.

On a tort, en outre, comme nous l'avons vu, de confondre la température de la plante et celle d'un thermomètre placé tout à côté. Ces températures, nous le savons, ne sont jamais les mêmes, et il n'y a aucune raison pour prendre l'une plutôt que l'autre; il n'y en a même aucune pour qu'elles ne jouent pas toutes deux un rôle.

Je ferai voir bientôt que c'est aussi faire un faux calcul que de compter que l'effet d'une température déterminée est proportionnel à sa durée. En réalité, il croît plus vite qu'elle, et on égaliserait davantage les divers nombres de la colonne *c* du tableau ci-dessus, si on tenait compte de cette influence particulière de la longueur du jour.

Les ramènerait-on ainsi à l'unité? La chose est douteuse. Il faudrait bien toujours retrouver dans le résultat cette influence de la variété, dont nous avons parlé plus haut. Remarquons d'ailleurs tout ce que de pareils calculs ont de grossier. Non seulement, comme nous l'avons dit, on n'y fait intervenir que des effets de température, laissant de côté l'influence lumineuse et actinique du soleil, qui pourtant n'est pas négligeable. L'accélération que nous avons signalée plus haut dans la végétation des plantes cultivées dans l'extrême Nord ne porte, d'après M. Grisebach, que sur la période comprise entre la germination et la floraison. Elle ne s'applique donc qu'aux organes verts et met en jeu une question de lumière. Elle se traduit par une augmentation de volume et de poids, due à la plus grande abondance des principes hydrocarbonés. La réduction de l'acide carbonique par les feuilles semble donc plus énergique, et voilà encore la lumière qui intervient. Mais ce n'est pas tout. Le mode de calcul adopté oublie quelques-uns des faits les plus essentiels de la physiologie végétale.

La croissance d'un végétal n'est en effet pas seulement une question de chaleur, de lumière ou d'actions chimiques. Ce qui le prouve, c'est que là où toutes ces actions sont permanentes, la végétation n'en est pas moins périodique. A Madère la vigne n'entre en végétation qu'à la fin de mars, lorsque la température est de 18°, et reste en repos l'hiver,

tant, car si les jours de végétation [redacted], ils deviennent plus longs. La compensation peut donc s'[redacted] et même, comme le montre le tableau de M. Tisserand, [redacted] plus que faite, puisque le nombre d'heures de lumière aug[redacted] avec la latitude (135).

Mais la température moyenne diminue. Faisons le produit correspondant à la colonne *c*; on voit qu'il y a réellement une décroissance à mesure qu'on s'avance vers le Nord. Nous n'arrivons donc pas à l'uniformité. Et pourtant, la plante avait été très bien choisie pour cette étude. Comme on la sème au printemps, on se trouve affranchi, avec elle, de la difficile question du calcul des températures pendant les mois d'hiver, lorsqu'on ne sait s'il faut les faire compter, sous prétexte que la plante vit et en profite, ou les laisser de côté, sous prétexte qu'elle est alors dans une période de sommeil et de repos. C'est qu'il y a dans ce mode de calcul, et dans tous ceux qu'on a essayé de lui substituer, des incertitudes dont nous ne ferons que viser quelques-unes.

318. Incertitudes du mode de calcul. — La première est celle de savoir où il faut placer le zéro des températures. Il n'y a *a priori* aucune raison pour le confondre av… le zéro du thermomètre, qui, au point de vue de la pla… est un zéro tout à fait artificiel. Le blé ne germe pa… Ce n'est guère qu'à 6° qu'il pousse. Il semblerait d… ne faille compter pour lui les températures utiles qu… de 6°. De même, pour chaque plante, il faudrait … zéro spécial qui, du reste, pourrait très bien … même aux diverses époques de la culture. Pre… Si on la néglige, incertitude; si on cherche … confusion.

Une seconde vient de ce que l'… d'une température est proportion… température de 20°, en suppos… soit celui de la plante, pou… qu'une température de 10… que nous savons …



On a [illegible]
la tempéra[illegible]
tout à [illegible]
les mêmes [illegible]
plut[illegible]
jouent pas [illegible]
Je [illegible]
que le [illegible]
propor[illegible]
et en équi[illegible]
du tableau [illegible]
particulière [illegible]
Les [illegible]
Il faudrait [illegible]
influence [illegible]
Remarquons [illegible]
grossier [illegible]
fait [illegible]
l'influence [illegible]
n'est [illegible]
plus haut [illegible]
l'extrême [illegible]
période [illegible]
ne s'applique [illegible]
question de [illegible]
de volume et de [illegible]
principes [illegible]
par les [illegible]
la lumière [illegible]
calcul [illegible]
de la [illegible]

Pages.
[illegible] 1
[illegible] 3
[illegible] 5
[illegible] 11
[illegible] 12

[illegible]TIQUE

[illegible] 14
[illegible] 16
[illegible] 19
[illegible] 22
[illegible] 23
[illegible] 26
[illegible] 28

[illegible]STATIQUE DES GAZ

[illegible] 31
[illegible] 35
[illegible] 39
[illegible] 45
[illegible] 46

[illegible] IV. — LOI DE MARIOTTE

[illegible] 48
[illegible] 51
[illegible] 57
[illegible] 58

où la température moyenne est de 17°,5. Cette température serait bien suffisante, mais *quelque chose* arrête le végétal. Sur les plateaux des contrées tropicales, là où le printemps est continu, les plantes ont aussi une saison où elles se reposent, où elles gardent leurs feuilles sans en pousser de nouvelles, où elles développent leurs fleurs et leurs fruits, mais seulement ceux dont les boutons ont poussé pendant l'été. A Buytenzorg, il y a au même moment, dans le Jardin botanique, et sans intervention de l'homme, des plantes à toutes les périodes d'évolution, les unes où les fleurs sont à l'état de boutons, à côté d'autres chargées de fruits. Soumises aux mêmes influences, il y en a qui ont attendu, d'autres qui se sont hâtées. Concluons donc qu'il est impossible d'étudier les plantes avec un thermomètre, et qu'on a fait fausse route en appliquant d'aussi près la météorologie aux choses de la végétation. Il faut la laisser dans son vrai domaine. Elle n'est intéressante pour l'agriculteur que si elle s'emploie à la prévision du temps; c'est pour cela que nous avons tant insisté sur ce sujet dans ces leçons, et pourquoi nous avons négligé, au risque de paraître indifférent ou incomplet, ou laissé au second plan tant de questions qui autrefois avaient de l'importance. La météorologie fait peau neuve.

FIN

TABLE DES MATIÈRES

PREMIÈRE PARTIE. — PHYSIQUE

CHAPITRE Ier. — PESANTEUR

	Pages.
Divers états de la matière	1
Tous les corps sont pesants	3
Identité de la pesanteur et de l'attraction universelle	5
Masse et poids d'un corps	11
Poids spécifique, masse spécifique, densité	12

CHAPITRE II. — HYDROSTATIQUE

Équilibre des solides	14
Équilibre des liquides sans pesanteur	16
Équilibre des liquides pesants	19
Vases communiquants	22
Principe d'Archimède	23
Équilibre des liquides hétérogènes	26
Surfaces de niveau et surfaces isobares	28

CHAPITRE III. — STATIQUE DES GAZ

Propriétés des gaz	31
Baromètre	35
Diverses formes du baromètre	39
Pression d'un gaz	45
Manomètres	46

CHAPITRE IV. — LOI DE MARIOTTE

Loi de Mariotte	48
Machine pneumatique	51
Pompe de compression	57
Lois du mélange des gaz	58

CHAPITRE V. — HYDRODYNAMIQUE

Pages.
Principe de Torricelli 61
Flacon de Mariotte 56
Siphon 66
Phénomènes d'adhésion moléculaire 68
Viscosité des liquides et des gaz 69
Changement de composition sur les surfaces en contact 71
Adhésion des solides pour les corps en suspension dans l'eau 72
Adhésion des solides pour les gaz 74
Circulation des liquides dans les espaces capillaires 75
Actions capillaires 79
Tension superficielle 82
Pressions capillaires 84

CHAPITRE VI. — THERMOMÉTRIE

Dilatation des solides, des liquides et des gaz 89
Convention thermométrique 92
Construction du thermomètre 94
Coefficients de dilatation 96
Variations de la densité avec la température 99
Variations de la pression d'un gaz avec la température 100

CHAPITRE VII. — CHALEUR RAYONNANTE

Pile thermo-électrique 103
Lois de la chaleur rayonnante 108
Spectre lumineux, calorifique, chimique 110

CHAPITRE VIII. — RÉFLEXION, ABSORPTION ET RADIATION

Inséparabilité des effets chimique, calorifique et lumineux du spectre. 115
Pouvoir réflecteur et pouvoir absorbant 116
Sélection 121
Rôle de l'eau 123
Transmulation des rayons absorbés 125
Échauffement par conductibilité 126
Échauffement par convection 128
Équilibre mobile de température 128
Pouvoir émissif 129
Absorption et radiation dans les gaz et les vapeurs 132
Spectres d'émission et d'absorption. — Spectroscope 133
Absorption et radiation dans les solides et les liquides 136
Mécanisme de l'action de la vapeur d'eau dans l'atmosphère 137

CHAPITRE IX. — THÉORIE MÉCANIQUE DE LA CHALEUR

Pages.
Chaleur produite par les actions mécaniques 139
La chaleur est un mode de mouvement. 140
Assimilation aux phénomènes sonores. 141
Transformation du mouvement calorifique en mouvement sonore. . . . 144
Hypothèse de l'éther 145
Relations entre l'éther et les molécules pondérables. 146
Équivalent mécanique de la chaleur. 147
Travail intérieur et extérieur de la chaleur appliqué à un corps. 148
Variation d'amplitude et de vitesse des vibrations sous l'influence de la chaleur. 151
Chaleur spécifique 154
Loi de Dulong et Petit. 156

CHAPITRE X. — FUSION, VAPORISATION, CONDENSATION, SOLIDIFICATION

Fusion 160
Chaleur latente et température de fusion 161
Ébullition. 163
Role calorifique de la vapeur d'eau atmosphérique 165
Condensation 166
Solidification. 167
Retards à la condensation et à la solidification 168

CHAPITRE XI. — FORCE ÉLASTIQUE DES VAPEURS

Formation des vapeurs dans le vide 172
La force élastique d'une vapeur augmente avec la température. 174
Relations entre la température d'ébullition d'un liquide et la pression qu'il subit 176
Principe de la paroi froide 177
Force élastique des vapeurs mélangées aux gaz. 178
Vitesse d'évaporation. 180
Conséquences météorologiques. 182

CHAPITRE XII. — HYGROMÉTRIE

Tension de la vapeur et facteur d'évaporation. 183
Divers hygromètres non usuels. 185
Hygromètre de condensation. 186
Psychromètre 189

DEUXIÈME PARTIE. — MÉTÉOROLOGIE

CHAPITRE XIII. — PHÉNOMÈNES ASTRONOMIQUES

Pages.
Loi de Lambert 193
Causes astronomiques des saisons 194
Influence de l'obliquité de l'écliptique 198
Influence de l'ellipticité de l'orbite 202
Influence de la précession des équinoxes 203

CHAPITRE XIV. — ACTINOMÉTRIE

Principe de l'actinométrie 206
Mode d'expérience 208
Divers actinomètres 209
Résultats des observations 210
Absorption atmosphérique 213
Moyennes actinométriques 214

CHAPITRE XV. — VENTS ALISÉS

Action du soleil sur la zone équatoriale 217
Discontinuité de la cause et continuité de l'effet 219
Le phénomène n'est pas limité à la bande équatoriale 220
Intervention du mouvement de la terre 221
Alisés et contre-alisés 223
Zone des calmes équatoriaux 224
Abaissement graduel du niveau des contre-alisés 224
Zone des calmes tropicaux 225

CHAPITRE XVI. — CIRCULATION GÉNÉRALE DES EAUX

Causes de la circulation dans les mers 226
Gulf-stream 227
Contre-courants d'eaux froides 229
Influence prépondérante des courants superficiels sur les climats 231
Kuro-Siwo 232
Contre-courants de l'océan Pacifique 233
Circulation sur les côtes de l'Afrique 234
Résumé . . . .

CHAPITRE XVII. — VENTS RÉGULIERS

Pages.
Principe général 236
Transport des alisés 237
Moussons 239
Moussons de la côte de Guinée et du Vénézuéla 240
Moussons de l'océan Indien. 242
Vents étésiens. 243
Brises de terre et brises de mer. 244
Brises de montagne et brises de plaine, vents solaires 245

CHAPITRE XVIII. — CYCLONES ET TYPHONS

Ouragans des mers tropicales. 246
Le grand ouragan du 10 octobre 1780 247
Lois des tempêtes 251
Bord dangereux et bord maniable. 257
Rotation directe et inverse du vent. 258
Causes des cyclones 262
Les trajectoires des vents sont circulaires. 263
Analogies avec les tourbillons des cours d'eau 265
Différences avec les tourbillons des cours d'eau. 270

CHAPITRE XIX. — CIRCULATION AÉRIENNE DES RÉGIONS TEMPÉRÉES

Circulation de l'Atlantique. 274
Courant équatorial et îlot des calmes. 278
Changements de climat suivant les saisons pour une même position du courant et de l'îlot. 278
Changements du courant et de l'îlot suivant les saisons 279
Circulation sur le Pacifique. 282
Circulation générale dans l'hémisphère Nord. 283
Perturbations. 284
Circulation générale dans l'hémisphère Sud 286

CHAPITRE XX. — VARIATIONS BAROMÉTRIQUES

Étude du baromètre. 288
Corrections barométriques. 289
Causes des variations barométriques 291
Rôle de l'air sec 292
Rôle de la vapeur d'eau 292
Causes de la double oscillation annuelle et diurne 293
Méthode des moyennes. 297

Pages.
Météorologie en surface 297
Formules de réduction au niveau de la mer. 299
Inutilité de la réduction dans certains cas. 301
Autres imperfections du tracé des isobares. 302
Ilot des calmes. — Ses caractères météorologiques. 303
Formation des îlots de calmes 304
Courant équatorial. — Ses caractères météorologiques. 307
Caractères auxquels ce courant se reconnaît sur les cartes. 308
Limites du courant et de l'îlot des calmes 310
Superposition du courant équatorial et de l'îlot des calmes. 312
Représentation schématique de cette superposition. 314
Courants dérivés venant de l'Ouest. 314
Courant dérivés venant du Nord. 316
Giboulées. 317
Causes des déplacements du courant et de l'îlot 320

CHAPITRE XXI. — BOURRASQUES ET TEMPÊTES

Bourrasques dans le courant équatorial. 323
Les bourrasques sont de toutes les saisons 324
Isobares dans les bourrasques 324
Règle de Buys-Ballot. 331
Mouvements de translation des bourrasques 332
Loi de Dove. 333
Le mouvement est descendant dans les bourrasques 335
Influence des bourrasques sur la distribution des pluies. 337

CHAPITRE XXII. — PRÉVISIONS BAROMÉTRIQUES

Région placée sous le courant équatorial 339
Prévision des bourrasques. 341
Lignes d'égale variation barométrique. 347
Arrivée d'une bourrasque nouvelle 350
Retour de l'îlot des calmes 353
Étude des cirrus 354
Courants dérivés venant de l'Ouest. 357
Courants dérivés venant du Nord 361
Mistral et Bora. 362

CHAPITRE XXIII. — DISTRIBUTION DE LA TEMPÉRATURE ET DE L'HUMIDITÉ DANS L'ATMOSPHÈRE

Décroissement de la température à mesure qu'on s'élève 364
La baisse n'est pas régulière. 365
Interversion de la température suivant la hauteur 366
Décroissement moyen. 367
Température zénithale 368

Pages.
Distribution de la vapeur d'eau 369
Circulation incessante de la vapeur atmosphérique 371
Variations diurnes et variations annuelles. 372
Rosée 374
Brouillards et nuages. 376
Causes diverses de refroidissement 377
Influence de la forme de la courbe des tensions de la vapeur d'eau . . 380
Constitution du brouillard et du nuage 381

CHAPITRE XXIV. — **DIVERSES FORMES DE NUAGES**

Cumulus 384
Cirrus 386
Stratus 388

CHAPITRE XXV. — **PHÉNOMÈNES INTÉRIEURS DE LA BOURRASQUE**

Variations de température et de pression d'une masse d'air appelée de haut en bas. 392
Simoun, Chamsin, Föhn. 393
Trombes 396
Tornados. 401
Bourrasques de pluie. 407
Verglas 409
Grésil. 410
Neige. 410
Passage d'une bourrasque sur une station météorologique 417

CHAPITRE XXVI. — **ÉTUDE DES ORAGES**

Orages. 421
Caractères précurseurs 422
Effet sur les isobares 424
Grêle 425
Mécanisme de la formation du grêlon 427
Manifestations électriques. 430
Potentiel du sol 433
Surfaces équipotentielles dans l'air 434
Intervention de la bourrasque. 436
Éclairs. 437
Tonnerre 439
Paratonnerre. 440

CHAPITRE XXVII. — **DISTRIBUTION DES PLUIES**

Causes générales et causes locales 442
Pluies des régions de calmes équatoriaux. 443
Déplacement annuel de la zone des pluies équatoriales. 443

Pages.
Pluies dans les courants équatoriaux. 445
Régions sans pluies. 447
Distribution générale des pluies. 448
Influence des saisons. 450
Influence des causes locales. 451
Inégalités périodiques et séculaires dans la distribution des pluies. . . 452
Moyenne des pluies. 453

CHAPITRE XXVIII. — CIRCULATION DES EAUX PLUVIALES

Côté agricole de la distribution des pluies 456
Mesure de l'évaporation. 457
Imbibition. 459
Circulation souterraine. 461
Conséquences relatives au transport de la chaleur de la mer sur les continents. 463
Total de l'évaporation. 464
Influence de la culture. 465
Conséquences générales 467

CHAPITRE XXIX. — TEMPÉRATURE. — SES VARIATIONS

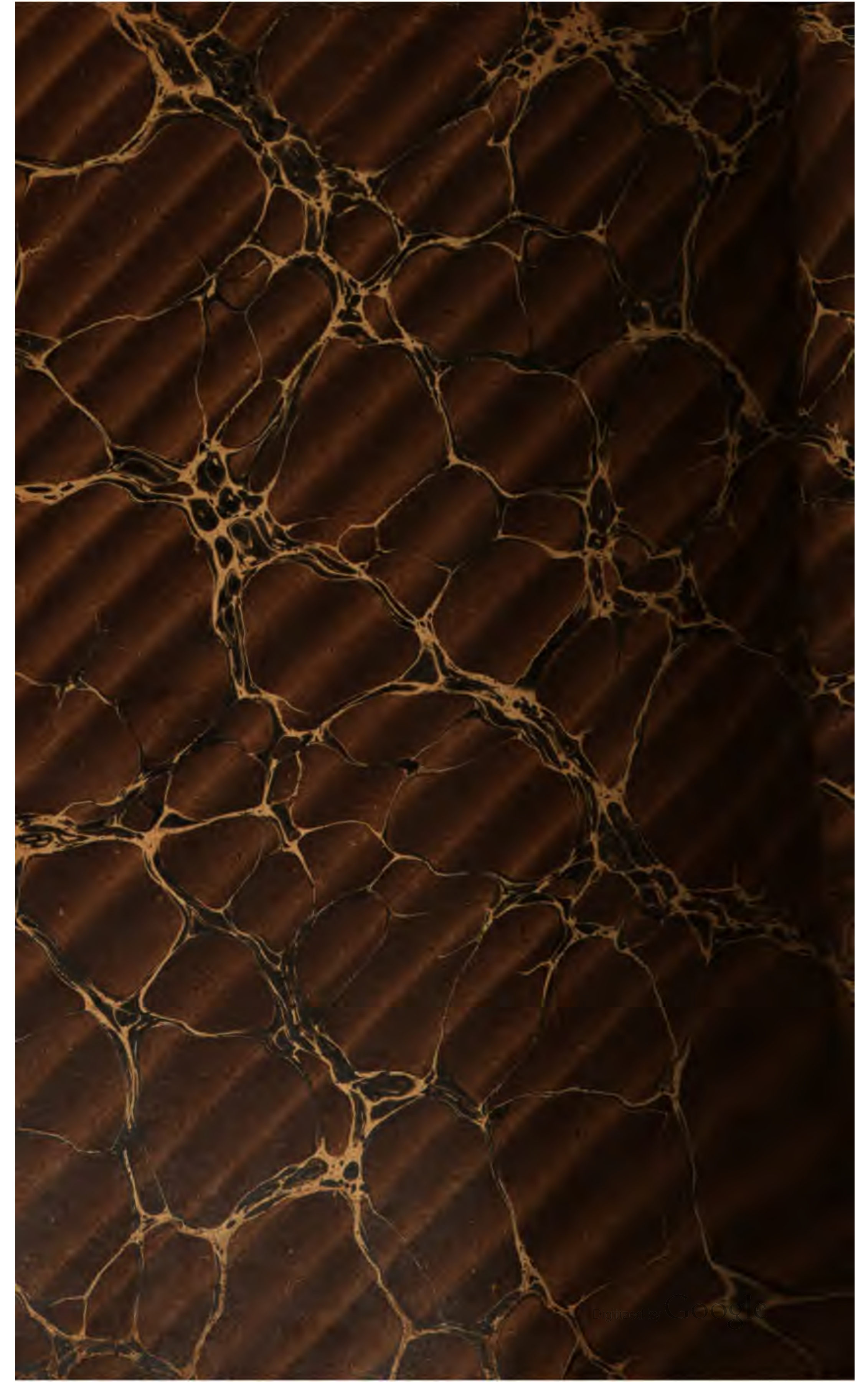
Température. 469
Échauffement du sol. 469
Échauffement des mers 471
Couche à température constante. 471
Échauffement de l'air. 472
Échauffement des végétaux. 472
Température de l'air 473
Moyennes thermométriques. 475
Variations à longue période. 481

CHAPITRE XXX. — ISOTHERMES ET CLIMATS AGRICOLES

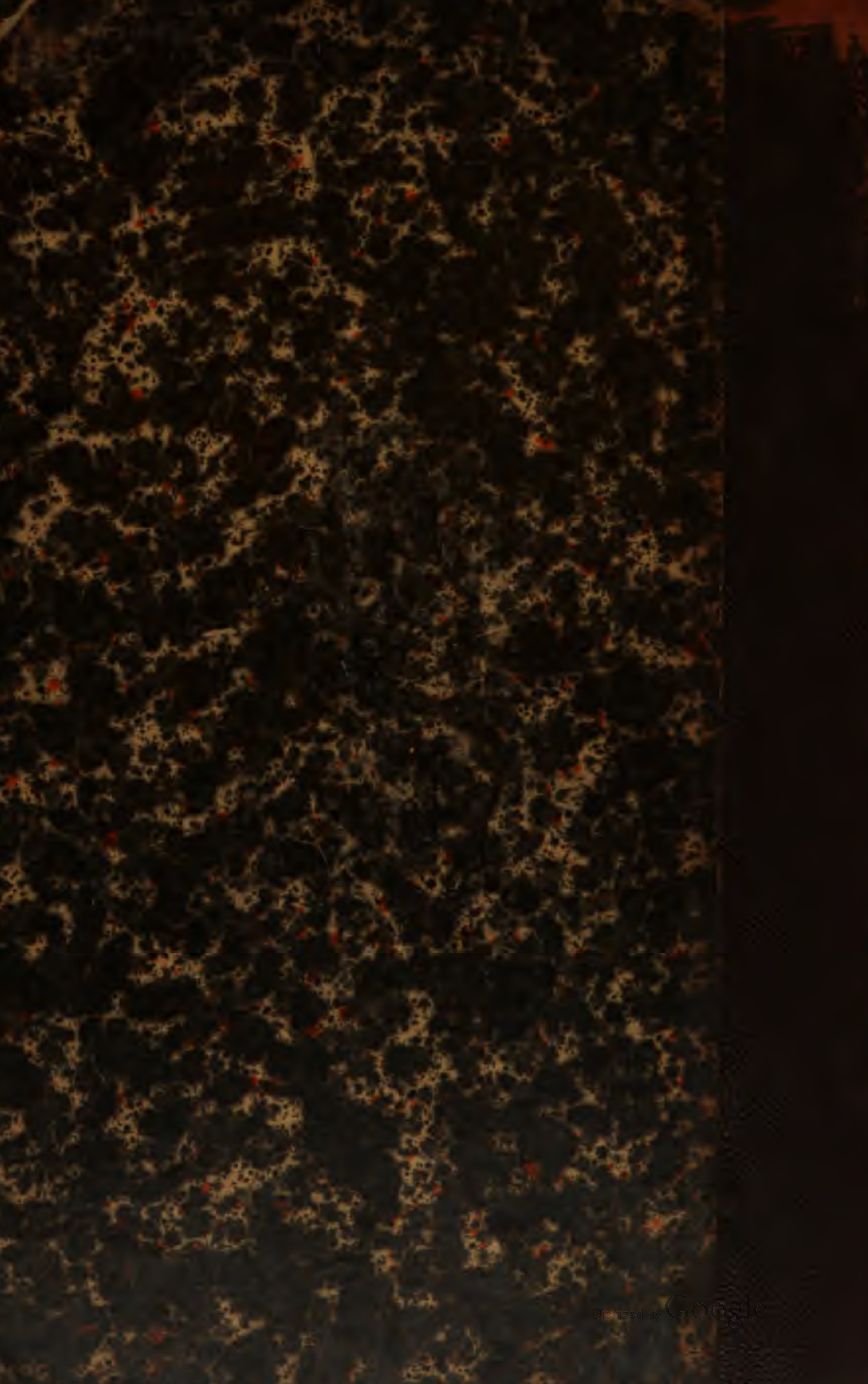
Lignes isothermes. 484
Pôles de froid 487
Isothères et isochimènes. 488
La croissance d'un végétal n'est pas seulement une question de température. 491
Somme des températures de végétation. 492
Incertitudes du mode de calcul. 494

FIN DE LA TABLE.

Sceaux. — Imprimerie Charaire et fils.






Google